

石油工业出版社

中国陆相石油地质理论基础

胡见义 黄第藩 等著

THE BASES OF NONMARINE PETROLEUM GEOLOGY IN CHINA

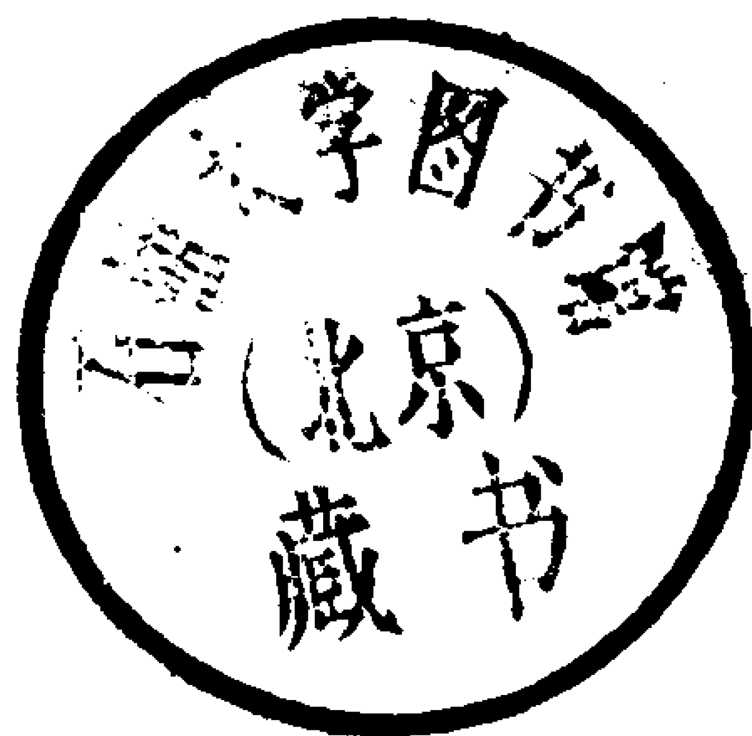


中国陆相石油地质理论基础

胡见义　黄第藩　徐树宝
甘克文　薛叔浩　应凤祥　著







石 油 工 业 出 版 社

（京）新登字 082 号

内 容 提 要

全书共分五章，首次系统概括论述了中国陆相石油地质理论，介绍了陆相石油地质的形成和发展过程，陆相与海相地质环境对油气藏形成的作用和异同点，陆相油气藏形成的基本规律等。分别就陆相盆地的大地构造背景、石油生成、陆相沉积与储集层的形成、油气藏类型及其分布特点等进行了系统的阐述。适合石油地质勘探专业的科研、技术人员及大专院校师生阅读。

中国陆相石油地质理论基础
胡见义　黄第藩　等著
*
石油工业出版社出版
（北京安定门外安华里二区一号楼）
石油工业出版社印刷厂排版印刷
新华书店北京发行所发行
*
787×1092 毫米 16 开本 21 1/4 印张 1 插页 516 千字 印 1—1,000
1991 年 5 月北京第 1 版 1991 年 5 月北京第 1 次印刷
ISBN 7-5021-0683-9 / TE · 648
平装定价：13.95 元

序

20世纪是石油的世纪，不论是经济、文化、战争、粮食无不与石油有关。石油工业的科学核心之一是石油地质学。在海相地质环境中可生成大量油气并形成矿藏的认识被确认后，近几十年来，在非海相地质环境中各种类型盆地作为重要的油气远景区逐渐被人们所公识，特别是在中国取得了重大进展。在20～30年代中国西部已证实一些中小型陆相油田（沼泽—湖相），而50～60年代则在中国东部连续发现与证实了一系列湖相大型含油气盆地，稍后在世界其他国家也陆续发现一些非海相含油气盆地。非海相（或陆相）石油地质学的发展不仅有理论上的重要意义，同时推动和开拓更多的油气藏形成的新领域、新层系和新的含油气盆地。中国大陆在中新生代各时代发育与遍布不同规模的数百个非海相盆地。经过地学工作者的共同努力，陆相石油地质取得了发展。《中国陆相石油地质理论基础》一书应用现有的地质、地球化学和地球物理资料，对中国各陆相盆地作了分析与研究，总结了中国陆相含油气盆地的地质条件、油气藏形成与分布，同时阐述了陆相与海相地质环境在油气生成、运移、聚集、保存与油气藏形成分布等方面的相同与不同之处，对促进与不断开拓勘探油气藏新领域是很有益处的，对丰富和发展石油地质学也很有益处。

我国油气勘探数十年来取得了很大发展，已证实我国是含油气丰富的国家，但地质条件很复杂，需要不断发展石油地质学理论。《中国陆相石油地质理论基础》一书的出版，不仅从一个侧面阐述了中国的石油地质，也为今后更进一步发展石油地质学起了铺路石的作用。

91.2.2

前　言

石油地质学作为地质学分支学科，其发展约有150年的历史。随着对油气需求的扩大，近50年来石油地质学已经成为一门成熟的、具有现代科学理论基础的应用学科。石油地质学理论的发展和奠定，是与油气藏形成于海相沉积环境这一重要论点密切相联的。在油气生成、运移和聚集的诸多条件中，稳定的海相沉积环境是理想的、重要的，这对全世界的油气田的形成、分布研究和勘探实践具有重大意义。

20世纪中叶，不少石油地质学家注意到了陆相沉积含有油气的事实，但是，在不稳定的陆相沉积环境中，是否具备有机质堆集、保存和向烃类转化、运移，并形成油气藏的条件，特别是能否形成较大规模的油气聚集和大油气田，是石油地质学家没有解决的问题。中国地质学家在进行科研和勘探的过程中，最先注意并着手研究陆相油气存在的可能性。继1907年发现了延长油田后，30～40年代，在陆相沉积中又发现老君庙、石油沟等一系列中、小型油气田。随着勘探和研究的深入，50年代末发现了举世瞩目的特大型油田——大庆油田。由于该油田是在陆相白垩系中，且油源也来自白垩系，所以这在石油地质学上是一次重大的突破和发展。之后，中国和世界上众多陆相含油气盆地的相继发现，以及相应科学研究的深入，陆相油气藏的形成理论日渐成熟与完善，不断开拓出新的油气田分布领域，丰富与发展了石油地质学。

为了深入研究和发展陆相石油地质理论，推动陆相石油勘探，不仅需要承认和肯定陆相沉积环境可以形成大油气藏，更重要的是阐明它的理论和意义。为此，本书概括论述了陆相石油地质理论的形成和发展过程，陆相与海相沉积环境对油气藏形成的作用和异同点，陆相油气藏形成的基本规律等。本书分别就中国陆相盆地的大地构造背景、石油生成、陆相沉积与储集层的形成、油气藏类型及其分布特点等，进行了阐述。笔者的愿望是总结与介绍陆相石油地质理论，借以推动它的发展，并不断丰富石油地质学。本书中许多基本论点还有待完善，尚需更多、更深入地进行科学研究工作，以提高和发展陆相石油地质理论，这也是中国以及世界不断开拓新的陆相含油气盆地所需要的。陆相石油地质理论和陆相含油气盆地的油气勘探一样有着广阔的发展远景。

全书由胡见义、黄第藩等著，前言和第一章总论由胡见义执笔，第二章中国陆相含油气盆地的大地构造背景和盆地类型由甘克文执笔，第三章陆相盆地的沉积和储集层由薛叔浩、应凤祥执笔，第四章陆相油气生成的理论基础由黄第藩、李晋超、张大江执笔，第五章中新生代含油气盆地油气藏与油气分布由徐树宝、胡见义执笔。序、前言和目录由周家尧翻译成英文。

在本书写作过程中得到北京石油勘探开发科学研究院有关研究所和科技人员的有力支持，也得到有关油田和研究院、所的大力协助，在此一并感谢。由于作者水平有限，本书难免有许多不当之处，敬请广大读者指正。

PREFACE

The 20th century is an era of petroleum energy, the development of almost everything such as industry, communication, culture, warfare, and food, are all related to petroleum, One of the scientific nuclei of petroleum industry is petroleum geology. Since last several decades, after people affirmed that oil and gas deposits are generated from marine sediments, the prospects of oil and gas in various nonmarine basins are recognized gradully, especially in those of China. In 20th and 30th of the century, some oil fields from continental sequence (swamp–lacustrine sediments) with small to middle scale had been proved in western China; from the late 50s to 60s, a series of giant oil fields had been found and comfirmed successively in lacustrine basins of eastern China. Then some nonmarine oil and gas fields had been discovered in some other countries worldwide. The development of nonmarine petroleum geology is not only of theoretic significance, but also can promote the petroleum exploration for new sedimentary basins, new areas, and new sequences.

There are hundreds of Meso–Cenozoic nonmarine basins with various extent in China continent. Through the efforts and exploration practice of geologic workers, the nonmarine petroleum geology has been developed a lot. Using geological. geochemical, and geophysical infromation available, the authors discribed the nonmarine basins in China, summarized the geological conditions of the fromation and distribution of petroleum accumulations of nonmarine oil and gas, and expounded the similarities and dissimilarities between nonmarine and marine geological settings. The book is beneficial to openning up new frontiers for oil and gas exploration, and to enriching petroleum geology.

China has been proved to be rich in oil and gas through decades of oil and gas exploration practice; but the geological conditions of those basins are so complicated that extensive researches are still needed. "The Bases of Nonmarine Petroleum Geology in China" not only makes an exposition of petroleum geology in China from one aspect, but serves as a corner stone for the further development of petroleum geology afterwards.

Wong Wenbo

FOREWORD

Petroleum geology, a branch subject of modern geology, has been developed for about 150 years. It has become a theoretically matured applied science with the increasing demands for oil and gas resources in recent 50 years. The development of petroleum geology and its theory establishment are closely related to an important argument of oil and gas generated in marine environments. Among those conditions of oil and gas generation, migration, and entrapment, a stable marine environment is an ideal and important condition, which is of great significance for the study of petroleum occurrence, and exploration practice worldwide.

In the middle of 20th century, quite a few petroleum geologists considered the fact that some oil and gas fields discovered in continental sequences, but the question whether there are favorable conditions for organic matter accumulation, preservation, transforming to hydrocarbon, as well as for oil and gas migration to formation a great number of petroleum accumulations, especially. those giant oil fields in unstable nonmarine environments, still unsolved. Chinese geologists are the first to have noticed oil and gas occurrence in nonmarine sediments through their research and exploration experiences.

Since the discovery of Yanchang oil field in 1907, a series of oil fields with small to middle scale such as Laojunmiao and Shiyougou have been found during 30s and 40s of the century. Daqing oil field, a supergiant oil field which attracts worldwide attention, was discovered in 1958 through intensive research and exploration practice. The discovery marks a milestone of petroleum geology for the reservoirs and source rocks are all in nonmarine Cretaceous formations. Afterwards many continental oil and gas fields have been found successively in China and the world. Meanwhile the scientific research of the nonmarine sedimentary basins has been deepened, the theory of nonmarine petroleum geology has become more matured and perfect, which will encourage to open up new frontier for oil and gas exploration and to advance petroleum geology.

In order to research the theory of nonmarine petroleum geology deeply and promote nonmarine petroleum exploration, we need not only to define that petroleum accumulations can be formed in nonmarine geological settings, but also to expound the significance of nonmarine petroleum geology theory more importantly. Thus, "The Bases of Nonmarine Petroleum Geology in China" has briefly reviewed the history of the generation and development in nonmarine petroleum geology, discussed the similarities and dissimilarities in the formation of petroleum accumulations between marine and nonmarine geological settings, and elaborated the basic theses of nonmarine petroleum geology. The book have made a systematic exposition of the tectonic settings, oil and gas generation, sedimentation and reservoir rocks, types and distribution of petroleum accumulations of nonmarine sedimentary basins. As a summary of and an introduction to nonmarine petroleum geology, the authors wish it

can promote the development of nonmarine petroleum geology and enrich it as a whole. But even at present, some basic theses of nonmarine petroleum geology are not yet perfect, so more detail scientific researches are needed to develop the theory of nonmarine petroleum geology, which are also needed in China as well as in the world to open up new areas of nonmarine sedimentary basins. We believe that nonmarine petroleum geology and petroleum exploration for nonmarine oil and gas bearing basins have great expectation.

Mr Hu Jianyi and Huang Difan are the editors–in–chief of the book. The Foreword and Chapter 1 are written by Hu Jianyi, Chapter 2 by Gan Kewen, Chapter 3 by Xue Shuhao the Ying Fengxiang, Chapter 4 by Huang Difan, Li Jinchao and Zhang Dajiang, Chapter 5 by Xue Shubao and Hu Jianyi.

In preparing the book, we accepted effective support from relavent research departments and individual researchers in RIPED (Research Institute of Petroleum Exploration and Development), obtained a great helps from related oil fields and research institutes. To each of these we extend our gratitude.

目　录

第一章　总论……………………………………………………………………（1）
第一节　陆相石油形成问题的提出………………………………………………（1）
第二节　海相和陆相有机质的来源、性质、堆积和保存以及油气形成和演化的共同点和差异性……………………………………………………………（4）
第三节　陆相油气储集岩的形成和演化…………………………………………（7）
一、陆相储集层的形成……………………………………………………………（7）
二、砂体规模………………………………………………………………………（10）
第四节　中国陆相盆地石油运移和聚集机理的进展……………………………（12）
一、石油初次运移…………………………………………………………………（12）
二、石油二次运移和聚集…………………………………………………………（14）
第五节　中国陆相油气藏形成理论是现代石油地质学的重要发展……………（15）
一、油气藏形成理论的进展………………………………………………………（15）
二、陆相油气藏形成特点…………………………………………………………（17）
第二章　中国陆相含油气盆地的大地构造背景和盆地类型……………………（22）
第一节　世界陆相沉积盆地的时代背景和构造背景……………………………（22）
一、全球构造演化史对陆相沉积的控制作用……………………………………（22）
二、陆相盆地的大地构造背景……………………………………………………（23）
三、陆相沉积盆地的基本类型……………………………………………………（25）
第二节　中国大陆的构成…………………………………………………………（28）
一、解释中国大地构造独特性的理论基础………………………………………（28）
二、中国大陆核心组成和中间地块的成因………………………………………（30）
三、中国大陆的形成过程和基本结构……………………………………………（32）
四、中国大陆形成后的增生和改造………………………………………………（33）
第三节　中国陆相沉积盆地的类型和含油气性…………………………………（38）
一、前寒武纪老克拉通上的盆地…………………………………………………（41）
二、新克拉通上的盆地……………………………………………………………（43）
三、活动带上的盆地………………………………………………………………（44）
四、大陆边缘盆地…………………………………………………………………（45）
第四节　中国陆相盆地的组合和含油气区的划分………………………………（45）
一、东北区…………………………………………………………………………（46）
二、华北—江淮区…………………………………………………………………（49）
三、西北区…………………………………………………………………………（52）
四、南方区…………………………………………………………………………（53）

五、西藏区……(54)
六、大陆边缘区……(55)
第五节 陆相沉积盆地的构造风格……(55)
一、张性基底块断组合……(56)
二、滑脱正断层组合……(58)
三、塑性岩体变形构造组合……(61)
四、基底弯曲隆起组合……(65)
五、基底冲断组合……(66)
六、滑脱冲断褶皱组合……(69)
七、走向滑动或扭断构造组合……(73)
八、火山构造……(74)
第三章 陆相盆地的沉积和储集层……(79)
第一节 控制陆相沉积特征的基本因素……(79)
一、古气候带对陆相沉积特征的影响……(79)
二、海洋环境对陆相沉积特征的影响……(81)
三、古地形及古水系对陆相沉积特征的影响……(81)
四、古构造环境对陆相沉积特征的影响……(82)
第二节 中新生代陆相盆地沉积类型……(83)
一、陆相盆地沉积类型……(83)
二、中新生代陆相沉积盆地的演化……(84)
三、陆相盆地沉积类型的含油性……(88)
第三节 中新生代陆相盆地的沉积体系……(92)
一、潮湿带近海坳陷型……(92)
二、潮湿带近海断陷型……(94)
三、潮湿带内陆坳陷型……(98)
四、潮湿带内陆断陷型……(106)
五、过渡带近海断陷型……(109)
六、过渡带内陆断陷型……(119)
七、干旱带内陆坳陷型……(121)
八、干旱带内陆断陷型……(123)
第四节 陆相盆地沉积发育的旋回性与生储组合……(126)
一、沉积旋回类型……(126)
二、沉积旋回的多级性……(128)
三、陆相沉积盆地的生储组合特征……(129)
第五节 陆相沉积盆地储集体类型与油气圈闭的配置形式……(130)
一、古地形控制储集体的分布……(130)
二、圈闭和储集体同期形成……(131)
三、先期堆积的储集体在后期侧压力作用下形成的圈闭配置形式……(131)
第六节 陆相沉积盆地储集体的成岩特征……(131)
一、成岩作用研究的石油地质意义……(131)

二、陆相碎屑岩成岩阶段划分及依据…………………………………………………………（132）
三、陆相碎屑岩储集层各成岩阶段的标志……………………………………………………（138）
四、我国陆相盆地碎屑岩的成岩特征…………………………………………………………（140）
第四章 陆相油气生成的理论基础……………………………………………………………（164）
第一节 中国地质历史上湖相生油岩系的发育…………………………………………………（164）
第二节 生物征服大陆及其化学进化对成油母质的影响………………………………………（167）
第三节 湖泊的类型、演化和成油期……………………………………………………………（172）
一、内陆湖泊…………………………………………………………………………………（173）
二、近海湖泊…………………………………………………………………………………（175）
三、湖泊的演化和成油期………………………………………………………………………（178）
第四节 陆相生油岩中有机质的丰度和类型……………………………………………………（178）
一、油源层中含有相当丰富的古生物化石……………………………………………………（178）
二、有机质丰度及其分布特征…………………………………………………………………（181）
三、陆相有机质——干酪根的特征……………………………………………………………（186）
第五节 陆相有机质的成烃演化和机理…………………………………………………………（195）
一、有机质的成烃演化…………………………………………………………………………（195）
二、成烃机理…………………………………………………………………………………（200）
第六节 油源对比………………………………………………………………………………（206）
一、柴达木盆地………………………………………………………………………………（210）
二、准噶尔盆地克拉玛依油田…………………………………………………………………（222）
第五章 中新生代含油气盆地油气藏与油气分布……………………………………………（235）
第一节 陆相含油气盆地油气藏的形成…………………………………………………………（235）
一、陆相含油气盆地油气藏（田）形成的基本要素……………………………………………（235）
二、油气藏类型、分布和成因…………………………………………………………………（238）
三、重质稠油藏成因、类型和分布特点………………………………………………………（258）
第二节 复式油气聚集带（区）类型和分布……………………………………………………（268）
一、以披覆背斜构造带为主体的复式油气聚集带……………………………………………（269）
二、以逆牵引背斜构造带为主体的复式油气聚集带…………………………………………（270）
三、以断裂构造带为主体的复式油气聚集带…………………………………………………（273）
四、以底辟拱升背斜构造为主体的复式油气聚集带…………………………………………（275）
五、以挤压背斜构造带为主体的复式油气聚集带……………………………………………（277）
六、以砂岩上倾尖灭带为主体的复式油气聚集带……………………………………………（279）
七、以粒屑灰岩岩性圈闭为主的复式油气聚集带……………………………………………（281）
八、以透镜状岩性圈闭为主的复式油气聚集带………………………………………………（283）
九、以古河道砂岩岩性圈闭为主的复式油气聚集带…………………………………………（284）
十、以地层超覆不整合"基岩"为主体的复式油气聚集带……………………………………（285）
十一、以地层超覆圈闭为主的复式油气聚集带………………………………………………（288）
十二、以地层不整合圈闭为主的复式油气聚集带……………………………………………（289）
第三节 陆相含油气盆地油气分布特点…………………………………………………………（291）
一、构造运动的周期性和阶段性控制陆相盆地生油岩系的形成和分布………………………（292）

二、区域构造和古气候带相配合，形成不同类型的生油气区……………………… (296)
三、沉积盆地的多构造层和多旋回特征形成多含油气结构层系………………… (299)
四、纵向上油气的分带性…………………………………………………………… (306)
五、陆相盆地油气生成中心控制油气藏展布……………………………………… (310)

CONTENTS

Preface
Foreword
1 Generals
  1.1 Proposition of the nonmarine petroleum generation
  1.2 Similarities and dissimilarities between marine and nonmarine organism from their source materials to the generation and evolution of oil and gas
  1.3 Formation and evolution of continental reserviors
  1.4 Improvement on the conception of oil and gas migration and accumulation in continental basins in China
    1.4.1 Primary migration
    1.4.2 Secondary migration and oil and gas accumulations
  1.5 Theory of continental oil and gas accumulations in China — an important contribution to modern petroleum geology
    1.5.1 Improvement on the theory of the formation of oil and gas accumulations
    1.5.2 Characteristics of continental oil and gas accumulations
2 Tectonic settings and basic types of nonmarine sedimentary basins in China
  2.1 Times and tectonic settings of continental sedimentary basins in the world
    2.1.1 Control of the Evolution of global tectonics over continental sedimentation
    2.1.2 Tectonic settings of continental basins
    2.1.3 Basic types of continental sedimentary basins
  2.2 The construction of China continent
    2.2.1 Theoretic bases accounting for the unique characteristics of China tectonics
    2.2.2 Compositions of continental cores and origin of intermediate massives in China continent
    2.2.3 Generatting process and framework of China continent
    2.2.4 Accretion and deformation of China continent
  2.3 Types and their petroleum abundance of nonmarine basins in China
    2.3.1 Basins overlying old (Precambrian) craton
    2.3.2 Basins overlying young craton
    2.3.3 Basins overlying earlier mobile belt
    2.3.4 Basins at continental margin
  2.4 Petroleum regions and basin assemblages of continental basins in China
    2.4.1 Northeast China
    2.4.2 North China to Jiang Huai region
    2.4.3 Northwest China

2.4.4 Southern part
2.4.5 Tibet
2.4.6 Continental margin
2.5 Structural style of nonmarine sedimentary basins
2.5.1 Extensional basement block–fault assemblage
2.5.2 Detachment normal fault assemblage
2.5.3 Structural assemblage from deformation of plastic rocks
2.5.4 Basement flexure–uplift assemblage
2.5.5 Basement thrust assemblage
2.5.6 Decollement–thrust–fold assemblage
2.5.7 Wrench fault assemblage
2.5.8 Vocanic structure
3 Sedimentation and reservoir rocks of continental basins
3.1 Basic controlling factors for features of continental sedimentation
3.1.1 Influence of paleoclimate zonation on features of continental sedimentation
3.1.2 Influence of marine environment on features of continental sedimentation
3.1.3 Influence of paleomorphology and paleodrainage system on features of continontal sedimentation
3.1.4 Influence of paleotectonic setting on features of continental sedimentation
3.2 Sedimentation types of Meso–Cenozoic monmarine basins
3.2.1 Sedimentation types of nonmarine basins
3.2.2 Evolution of Meso–Cenozoic nonmarine sedimentary basins
3.2.3 The petroleum abundance of continental sedimentary basins
3.3 Depositional system of Meso–Cenozoic nonmarine basins
3.3.1 Near–sea sag systems in humid zone
3.3.2 Near–sea faulted–depression systems in humid zone
3.3.3 Inland sag systems in humid zone
3.3.4 Inland faulted–depression systems in humid zone
3.3.5 Near–sea faulted–depression systems in transitional zone
3.3.6 Inland faulted–depression systems in transitional zone
3.3.7 Inland sag systems in arid zone
3.3.8 Inland faulted–depression systems in arid zone
3.4 Depositional cycles and source–reservoir association in nonmarine basins
3.4.1 Types of depositional cycles
3.4.2 Multi–grade of depositional cycle
3.4.3 The source–reservoir association in nonmarine basins
3.5 Reservoir body types and its collocation pattern with oil and gas traps in nonmarine basins
3.5.1 Control of the Paleomorphology control over the distribution of reservoir bodies
3.5.2 The concurrent formation of traps and reservoirs

3.5.3 Traps formed by lateral compaction on earlier reservoir bodies
3.6 Diagenesis of reservoir bodies in continental basins
3.6.1 Petroleum geological significance of diagenesis approaches
3.6.2 Diagenesis stages of continental clastic rocks
3.6.3 Marks of each diagenesis stages of continental clastic reservoirs
3.6.4 Diagenesis of clastic rocks in China continental basins
4 Theoretic bases of nonmarine oil and gas generation
4.1 Development of lacustrine source rocks throughout geologic time in China
4.2 Influence of the organism conquerring continent and its chemical evolution on kerogen
4.3 Types, evolution of lakes, and oil–generating period
4.3.1 Inland lake
4.3.2 Near–sea lake
4.3.3 Evolution and oil–generating period of lakes
4.4 Abundance and types of organic matters in continental source rocks
4.4.1 Quite a lot of fossil organism contained in oil source beds
4.4.2 Abundance and distribution of organic matter
4.4.3 Characteristics of Kerogen of continental origin
4.5 Hydrocarbon–forming evolution and its mechanism of continental organic matters
4.5.1 Hydrocarbon–forming evolution of organic matters
4.5.2 Hydrocarbon–forming mechanism
4.6 Oil / source correlation
4.6.1 Qaidam basin
4.6.2 Karamay oil field of Zhungar basin
5 Petroleum accumulations and their distribution in Meso–Cenozoic petroleum basins
5.1 Formation factors of the oil and gas accumulation in continental oil and gas bearing basins.
5.1.1 Formation factors of the oil and gas accumulation (field) in continental petroleum basins
5.1.2 Types, distribution, and origin of oil and gas accumulations
5.1.3 Formation, type, and distribution of heavy oil deposits
5.2 Types and distribution of composite oil and gas accumulation zones
5.2.1 Dominated by drag–anticlinal traps
5.2.2 Dominated by rollover anticlinal traps
5.2.3 Dominated by faulted structural traps
5.2.4 Dominated by diapiric structural traps
5.2.5 Dominated by compressional anticlinal traps
5.2.6 Dominated by sandstone pinchout traps
5.2.7 Dominated by grainstone (carbonate) lithologic traps
5.2.8 Dominated by lenticular lithologic traps
5.2.9 Dominated by paleochannel sand traps

5.2.10 Dominated by "basement high" unconformity traps
5.2.11 Dominated by overlapping traps
5.2.12 Dominated by unconformity traps
5.3 Characteristics of oil and gas distribution in continental petroleum bearing basins
5.3.1 The cyclic and periodicity of structural movement control the formation and distribution of source rocks in continental basins
5.3.2 Tectonic setting coupling with paleoclimate lead to the different types of oil and gas generating zone
5.3.3 Multi–sequences and multi–cycles lead to multiple oil and gas plays
5.3.4 Horizontal zonation of oil and gas
5.3.5 Control of the source center in continental basin over the occurrence of petroleum

第一章 总 论

第一节 陆相石油形成问题的提出

人类发现并利用天然气和石油可以追溯到几千年以前（甚至公元前600年），但是应用近代科学技术发展石油天然气的能源工业只有100多年的历史。19世纪中叶，苏、美学者分别对苏联高加索地区的油田和美国阿巴拉契亚山前坳陷的油田进行研究和描述，在这一时期前后，许多学者，特别是地质家、化学家利用近代科学对石油、天然气的成因和分布开始进行广泛的探讨。经过一百多年的理论探讨和石油、天然气勘探的实践，逐渐形成和完善了系统的油气生成、聚集和油气藏形成、分布的理论。这一理论的基础和结论都认为，石油的生成和油气藏的形成都是在特定的大地构造单元内的海相环境中进行和生成的。这一理论的完善过程是与石油的勘探实践紧密联系的。

在1863年加拿大著名石油地质家Hunt，T.S.详细阐明了石油的原始物质是低等海洋生物，他说："在北美古生代岩石中，曾产生沥青有机物质，它们是由海生植物衍生来的，或者是由海洋动物的残余部分衍生的。"

苏联最早开始清楚的论述油气起源的是苏联地球化学之父 Вернадский， В.Э. (Vernadskii，V.I.)，他于1934年在其名著《地球化学概论》中说："石油生成的一般特征是清楚的，我们应该认为，石油是沉积矿物，与有机质有成因上的联系。"他又说："天然气成因与油田有关，它们是石油的气相，另一部分天然气与沉积岩中分散有机质有关，它们的成因可以用海洋生物—海洋软泥—沉积岩层—天然气的模式表达。"

在1943年美国地质家Pratt，W.E.对烃类的存在作过重要的论述："石油是地球基本作用的一个必然结果，在地球历史中，这种作用很典型的，在连续的循环中不断重复，我相信地球上的石油远远比通常认识到的更丰富，并且分布的更广泛。石油是未变质的近海成因的海相岩层中的组成部分，这种特征的岩石地层占地球大陆面积的40%以上。"

在20世纪中叶，石油勘探已在全球范围内开展，许多大油气区相继发现和深入勘探开发。与此同时，地质学、地球化学、地球物理学科的理论与技术迅速发展，使油气的形成和聚集理论建立在更加科学的基础之上。1956年苏联Брод，И.О.和Еременко，Н.А.在《石油天然气地质基础》著作中，阐明"水下环境是有机物堆集和向石油转化的最重要和最有利条件"，"区域性含油层系非常清楚地是水下形成的，这些层系绝大部分为咸水海相成因"。50年代美国著名石油地质家Levorsen，A.I.在《石油地质学》一书中也得出结论："几乎所有石油产生于沉积物中，这些沉积物基本上是海相成因，因此，它所贮存的石油也很可能是海相的或者与海相条件有关的"。因此，在近100年的时间内，石油的海相成因是不容置疑的。

随着石油勘探的广泛展开，50年代以来，在中国、蒙古、巴西、巴基斯坦、哥伦比亚、澳大利亚等国的一些盆地，相继在陆相地层中发现石油、天然气或油气显示，这无疑对纯海相环境成油理论给予一定的冲击，促使地质家从更广泛的角度考虑石油的生成和聚集。如Брод和Еременко在《石油天然气地质基础》（1957年再版）中指出的"在蒙古和中国的一些含油气层系形成于淡水陆相盆地"的事实。由于当时海相成油理论的绝对优势，对陆

相油气生成聚集的成因和分布规模，还远远未能涉及。Levorsen1967 年在《石油地质学》（再版）中也提到："曾找到石油是在陆相的或非海相沉积中"，"由于陆相沉积一般都会被氧化，同时陆相沉积过渡到海相沉积或与海相地层不整合接触，这里的石油非常可能是海相地层生成，而后来运移至非海相地层中的。"

在南美洲哥伦比亚中马格达雷那河谷维拉斯奎兹（Velasguez）油田，原油产于第三系渐新统屠尼组河流相透镜状砂岩和始新统阿维丘克斯组河流相砂岩的淡水储集层（图 1–1），Olson（1954）认为该油田的石油和地层水是来自含有丰富有机质的白垩系维利塔组海相地层，油、水都具有海相的特征。Swain，F.M.也认为该油田原油是海相成因，是由海相的维利塔组地层运移至第三系陆相地层的。

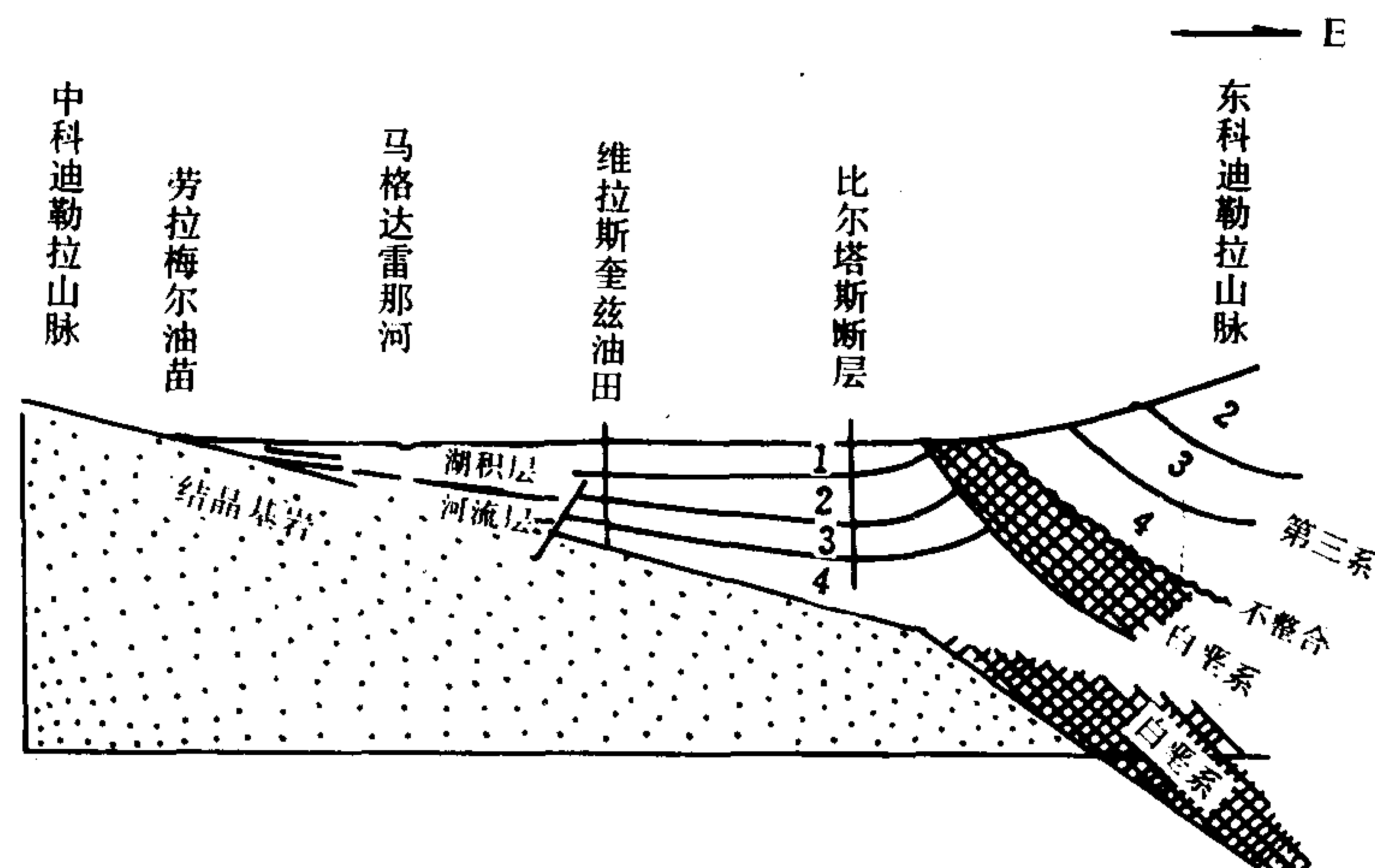


图 1–1　哥伦比亚中马格达雷那河谷维拉斯奎兹油田东西向横剖面示意图（Olson，1954）

1—迪阿曼特组；2—左洛组；3—屠尼组；4—阿维丘克斯组

又如巴基斯坦西北部克拉尔油田上第三系中新统马里组和锡瓦利克组陆相砂岩地层中（图 1–2）产出少量石油，产油层以下为始新统海相碳酸盐岩和页岩层，是其油源层。在 50 年代美国犹他州、科罗拉多州和怀俄明州的湖相第三纪始新统绿河组陆相地层，被证实具有油气生成能力，它是由 1500m 左右的页岩、砂岩、含有藻类的石灰岩组成，在下绿河组砂岩和鲕状页状灰岩中发现富含蜡的原油。在绿河组湖相沉积中有大量的介形虫类和软体动物，并在一些层位形成介壳灰岩层。Swain（1964）认为这些生物是提供绿河组原油的主要母质。Hedberg（1968）认为高蜡原油反映主要由陆缘提供的有机质，并举出美国尤因塔盆地第三系的沃萨契和绿河组的高蜡原油，就是陆相生成的典型例证。

在 20～40 年代，我国老一辈著名地质家和地球物理学家，如翁文灏、黄汲清、谢家荣、孙健初、潘钟祥、翁文波等，对新疆、甘肃、陕西和四川等地区做了大量野外地质勘查和地质研究，均表述与肯定了中国中新生代陆相地层有油气存在的事实和油气远景判断。30 年代谢家荣指出："中国含油地层之地质时代，若川若陕，均属三叠纪，在川者属海相，在陕者属陆相"；孙健初在酒泉西部盆地调查分析了石油河第三系油苗，提出其生油层应是陆相白垩系地层。

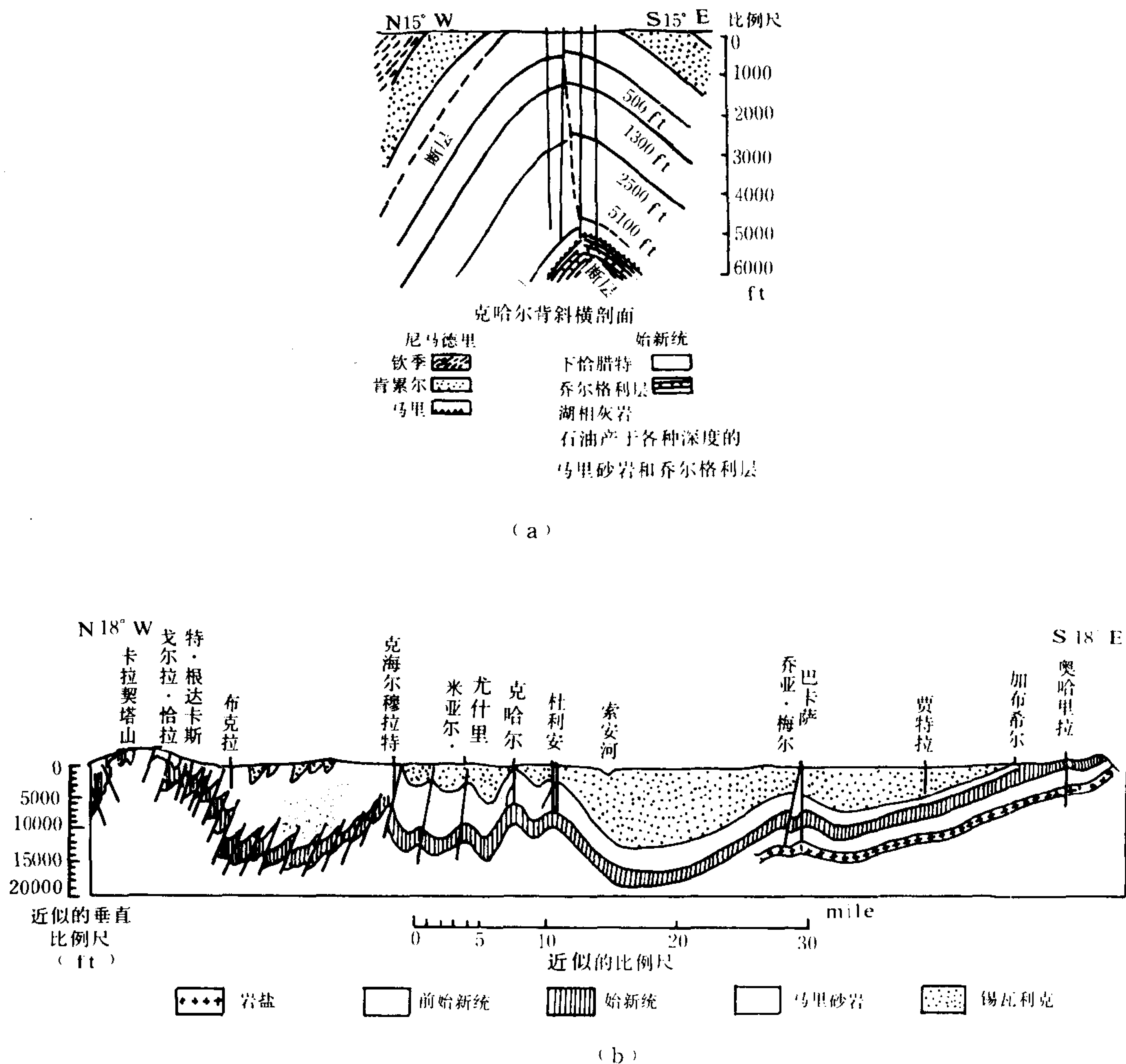


图 1-2　巴基斯坦西北部横剖面图（Pinfold，1954）

(a) 克拉尔油田横剖面图，表示马里层（尼马德里层）中石油的产状；(b) 索安盆地横剖面示意图

潘钟祥指出了陕北三叠系及侏罗系的石油是形成于淡水陆相地层中；40 年代初黄汲清、程裕琪、翁文波等在调查了新疆地区石油地质后认为，陆相侏罗系地层是新疆地区的主要生油层之一。

截止 50 年代末，分析世界各地发现的陆相地层产出的原油，尽管还存在不同的来源与成因解释，但确实孕育着陆相成油理论，它将作为石油地质学的一个重要组成部分，并冲击着唯海相成油理论的绝对主导地位。应当承认，这一时期一些中外学者虽承认陆相石油生成和聚集的存在，但却还不能证明具有较大规模的有机质堆集、转化、运移，并形成较大型油气田的事实。

50 年代末，在松辽盆地发现特大型油田——大庆油田，原油产自白垩系陆相储集层，油源岩确认为下白垩统湖相泥页岩，厚度可达 1000m 以上，油田规模约 $1000km^2$，油层厚度近 100m，年产量达 5.0×10^7t。这一重大突破，不仅是勘探实践上的重大进展，更重要的是对石油地质学的极大丰富和完善，对开阔油气资源新领域具有很大的意义。大庆油田的发现还雄辩地证明陆相油气藏的形成不仅是可能的，而且可以存在很大规模的油气聚集，还可

形成大、中型或者特大型油田。这一认识上的冲击，曾带来和正带来深远的影响，60 年代及以后时期在中国相继开发了渤海湾、江汉、南襄、苏北、北部湾、二连等含油气盆地或地区，它们都是在陆相含油气盆地中发现的陆相成因的油气藏，这些盆地都有大规模的或一定规模的油气聚集，尽管陆相盆地的石油地质条件相对海相盆地要复杂得多，但油气是丰富的。例如在渤海湾盆地发现一系列陆相油田，具有大、中型的规模，油层厚，油井产量高，甚至达到日产千吨。陆相石油地质在短时期内从勘探实践到理论取得如此明显的进展，确实使一部分地质家很难理解和接受。直到 1966 年仍有一些外国知名石油地质专家发表文章，认为渤海湾盆地所发生的情况是“不可能的，是耸人听闻的说法”，表示怀疑。

60 年代后期和 70 年代，除中国以外，在世界陆相盆地中石油和天然气最重要的发现是澳大利亚的吉普斯兰盆地和库珀盆地。吉普斯兰盆地所发现的哈利伯特、鱼王、巴拉库塔等大、中型油气田，产层为始新统湖相-河流相砂岩，油源来自始新统及白垩系含煤系地层，库珀盆地在陆相二叠系发现一系列气藏，生烃源岩确认为陆相淡水含煤系地层。

随着中国、澳大利亚等国对一些陆相含油气盆地的深入了解和研究，陆相成油理论和陆相油田情况的介绍，被越来越多的石油地质家、地球化学家所接受。美国 Hedberg,H.D.、澳大利亚 Power，T.G.、西德 Welte，D.H.等发表了不少关于陆相成油的论述。当然不容置疑的是中国石油地质家、地球化学家（包括石油工业部、地质矿产部、中国科学院等系统）对陆相油气藏形成理论作出了极其卓越的贡献。加拿大多伦多大学地质系主任 Maler，A.D. 教授了解中国陆相含油气盆地的基本情况后，在 1986 年加拿大《地质科学》第四期发表文章说“中国油气藏普遍形成于陆相沉积。作为陆相沉积盆地专家从那里（中国）学到了许多这种盆地的知识。”“西方石油公司并不把重点放在陆相储集层中，然而，中国的经验将会促使作出改变。中国储集层类型、岩相及其具体特征、油藏工程等，对北美的勘探地质家和油藏工程师是相当有用的。中国年轻盆地的地球物理和地球化学模型，也有助于改进我们盆地演化和油气生成的模式。”

陆相石油地质是石油地质学的重要组成部分，它的不断发展和完善，将提高石油地质学的整体水平，陆相石油地质也将不断吸收海相石油地质的理论观点，以促进世界油气烃类能源更深的开拓和发展。

第二节　海相和陆相有机质的来源、性质、堆积和保存以及油气形成和演化的共同点和差异性

大约 30 多亿年前，地球上水圈开始形成，水成为地球上最普遍的物质，生物随之而出现，而且由低等生物逐渐演化到高等生物，并繁盛起来。所以地球上的有机碳基本集中在水成的沉积岩中。现代海水每年有机碳的产量估算为 6×10^{9}t，而海相浮游植物和细菌生成的有机碳约占 50～60%（Vallentyne，1965），Welte 估算在地壳中保留的有机碳总量达 6.4×10^{15}t，而 Hunt 估算沉积岩总有机碳为 1.3×10^{16}t。

在寒武纪、奥陶纪和志留纪广海中低等浮游植物是当时地球占绝对优势的生物，从晚志留世起，海洋浮游动物已有一定的位置。晚志留世后，在大陆上陆地植物开始发育起来，海洋生物的绝对优势逐渐消失。许多学者估算，目前海洋浮游植物和陆地植物所产生的有机碳大约相等。组成沉积物有机碳的主要生物是浮游植物、浮游动物、高等植物和细菌，而在沉积物中的高等动物有机碳所占比例是微不足道的。自泥盆纪以来，特别是中新生代海洋和陆

地生物都不具有绝对的优势，陆地生物与海洋生物组成了地球相互制约的、平衡的有机质体系。既然陆相生物同样繁茂，特别是湖泊、沼泽相有机物质产率处在比较有利的地位，那么，为什么会认为生油岩的形成和潜力只出现在海相地层中呢？一百多年来，国外大多数地质家、地球化学家重视海相沉积，是有其原因的。首先，海相盆地具有优越的、比较稳定的水下环境。众所周知，沉积物中有机质保存的关键因素是环境的缺氧程度、较深的水体和细粒沉积物。水体的存在很大程度上限制了自由氧分子的进入，也限制了细菌的活动和有机质的分解和破坏，而只有有机质被保存或石化于水下沉积物中，对生烃才有实际意义。即使在海洋的咸水环境下，在沉积物中的有机质也只相当于原始有机质的0.1%，陆相淡水环境有机质的氧化分解程度，则远比海相咸水环境高。这是因为陆相沉积物大多数在水面附近或水体不深的水下环境，以及在补偿（有时是过补偿）性沉积条件下，堆积了较粗的碎屑颗粒，加之淡水环境使氧很自由地波及沉积物中的有机质，有机质保存的机会大为减少，所以有机质的数量难以达到形成生烃源岩的程度。第二个基本因素是有机质的性质。对于石油的形成，脂肪物质和似类脂组分，包括萜烯类化合物、甾族化合物以及油溶性色素等是重要的贡献部分，蛋白质是由氨基酸组成的聚合物，也具有重要意义。海洋浮游生物有机质中含类脂较高，如浮游植物4～28%，浮游动物3～57%，蛋白质一般可达50%；而以树木和灌木为主的陆源高等植物，有机质中的木质素和纤维素一般可达50～70%，而类脂含量很低，如花粉一般含有脂肪8%以下，植物叶子含类脂1～15%，青草1～2%。因此，陆相沉积包括河湖、沼泽的有机质将以陆源有机质为主，基本上为Ⅲ型干酪根，即使有一定液态烃类的生成能力，其规模也是很小的。以木质素、纤维素和碳水化合物为主的陆源有机质的H：C一般在1～1.5，而海洋浮游生物有机质的H：C在1.7～1.9。因此大多数学者得出结论："Ⅲ型干酪根主要生成气，而不生成石油，或生成石油的数量是极为有限的"。第三，陆相沉积盆地多分布在山前、山间的活动区域，且规模相对很小，常受造山活动影响，断裂或褶皱强烈，生油岩的发育受到很大影响，形成的原油易于散失、风化，保存条件不够理想；而海相盆地规模大，构造活动相对稳定，生油岩和原油的保存机遇相对较好。还可以举出很多有利于海相油气生成的优越条件，而陆相缺乏这些理想条件，特别是100余年世界勘探的实践说明，大型油区和大中型油田都发现于具有海相成烃环境的盆地中。

自50年代以来，通过中国陆相石油的勘探实践和陆相石油生成的研究，逐渐对油气生成环境的地质条件有了更深刻的了解。

首先，在古生代末，特别是中新生代以来，随着陆地不断增生，陆相沉积迅速扩展，生物演化和不断繁盛也是与地壳的演化相适应的。陆相沉积主要是湖泊沉积，具有石油生成的重要意义。由于许多湖泊受周围高地的控制，陆源有机质的堆积确实是丰富的，湖盆的主要河流和众多的溪流所携带的陆源有机质和各种营养物质，大大增加了湖盆的营养程度，这就给具有一定水体的湖泊发育水生生物（浮游植物和动物）创造了良好的生成环境。水生生物的产率主要受水、光和营养因素的控制，大量的事实说明，靠近大陆和岛屿沿岸的海水水域水生生物原始产率最高，这与营养程度高有密切关系。事实也说明，大量的淡水湖泊原始生物产率，与上述海洋环境是近似的，甚至现代内陆湖（青海湖）的生物产率也可达很高的数量。中国许多古代湖泊中有机质的数量、性质和分布进一步说明，在盆地周缘陆源有机质是丰富的，并占绝对优势，向盆地中心逐渐过渡为水生生物有机质，因此，干酪根类型由盆地边缘以Ⅲ型腐殖型为主，向盆地内部过渡为Ⅰ型或Ⅱ型偏腐泥型，类脂和蛋白质达到很高的数量，反映蛋白质数量的氨基酸在一些盆地（或凹陷）可达到数百毫克／克。因此，长期以

来，按有机质成因类型来说，不少国外学者得出"陆相只是发育煤岩的优越环境，海相是发育石油的优越环境"的结论，显然是不够全面的。

第二，在许多陆相盆地中，有机质堆积、保存和向烃类转化存在着良好的条件。有机质的保存及其丰度主要决定于三方面因素：生物活动的规模，氧的有效作用程度和有机质沉积速度与碎屑的堆积速度。陆相湖盆生物的活动规模很大，甚至可以与海相环境相比较；在陆相沉积水体不深的条件下，有机质很不易保存。有机质一旦堆积，就开始遭到微生物作用、脱水作用和氧化作用，使许多有机质或者转化为气体散失在大气中，或者转化为可溶性物质由地下水带走。但是在碎屑颗粒快速堆积的情况下，一方面可减少有机质在含氧水体中的停留时间，另一方面有机质很快被堆积物淹埋，减少受沉积物中自由氧波及带的影响，而进入相对缺氧的还原环境。所以，在沉积作用过程中，含有机质的碎屑颗粒沉积速度起着非常重要的作用，对有机质的保存与堆积程度以及以后的转化都是很关键的因素。在 1962 年，笔者研究松辽陆相盆地的石油生成条件时，就明确指出这一重要特点。中国中新生代陆相湖盆的碎屑沉积物的沉积速度一般都可达到每百万年 100～400m，是海相沉积物沉积速度的数倍到近十倍，而且中国许多陆相湖盆的沉积是存在稳定的非补偿沉积阶段，也是低能细粒泥质沉积物的堆积阶段，一般又是有机质发育的有利阶段，有机质的含量明显的随沉积物的颗粒减小而增加。泥质岩是有机质含量最高的沉积物，这是与粘土很强的吸附作用密切相关的。同时细粒沉积物也限制了已溶解的氧分子或自由氧分子的进入，大大增加了有机质的保存机遇。很多中外学者都明确地指出，相对闭塞的静水环境是有利于形成有机油源岩的环境，如海湾、泻湖、较闭塞的深海湖盆地等，这种环境有利于大量有机质保存，而且一般存在具有还原性的底水，许多陆相湖盆正是具有相对闭塞和相对稳定非补偿的较深湖水沉积阶段，即泥质岩为主的沉积阶段，泥质有机岩的沉积厚度可达 1000m 左右，这即使在海相环境也是不多见的。也就是说，在比较快速沉降和相对稳定的较深水沉积条件下形成的泥质岩沉积，以很快的堆积速度与掩埋速度使有机质免遭大量破坏，弥补了湖水水体不深（相对海相环境）和无较大的还原水体的缺陷，使有机质得到必要的保存，并很快转入缺氧环境（包括沉积物不断堆积的过程和成岩过程）。至于湖泊的淡水环境（相对海洋咸水环境）不利于有机质保存这一影响，也因快速稳定沉积的泥质沉积物堆积而减少到最低限度。因此陆相含油盆地生油岩的有机碳含量一般为 1～2%，不逊于许多海相含油气盆地。

第三，在许多陆相沉积盆地中可以形成较大规模生油岩体积。大陆环境的陆相沉积，从构造活动的不稳定因素以及湖泊的有限面积来看，确实与广阔的海相盆地难以比较。但是，古生代末海西期以后中国大陆的大部分地区位于大地构造稳定区域，即前震旦纪或海西中后期地壳固化和稳定的老、新克拉通之上。就克拉通地台而言，一般情况下具有较薄的沉积盖层，其岩石组成主要是碳酸盐岩和石英砂岩，泥页岩并不占主要成分，从其砂岩的成熟度高、石灰岩与白云岩占优势、沉积地层厚度较少变化和并未变形等特点，充分反映了当时沉积作用的稳定程度。中国在中新生代新、老克拉通严重解体，发生了大幅度的块断沉降活动，出现东部以拉张应力形成的断陷为主、西部以逆冲断层形成的山前坳陷为主的格局，断陷后紧接着更大规模的沉陷（坳陷）。在这一过程中，中新生代以大规模、很高速度的沉积、堆积为特征，但同时在沉积过程中已解体的新、老克拉通基底仍具有稳定活动的明显标志：岩性以细粒碎屑岩为主，泥页岩具有稳定细微的水平层理，大部分沉积处于还原或过渡的地球化学环境以及有机质具有良好的保存条件，完全不同于某些地槽区的磨拉石巨厚沉积。在中国大部分老克拉通构造区域不同规模的湖相沉积，甚至较小的湖盆（数百平方公

里）都具有较大或一定规模的生油岩体积，这确实是非常有意义的石油地质事件。

中国陆相沉积有机质向石油转化的成烃机理，深化和充实了百年来已建立的成烃理论。陆相有机质成烃机理的研究表明，陆相沉积有机质向石油转化的地球化学过程是由可溶有机质成烃作用和干酪根热降解成烃作用两个阶段组成的，它们是统一的有机联系的整体，在陆相含油气盆地组成了包括未成熟原油、不同成熟度的石油系列和成烃模式。这在本书中还将作详细的阐述。

第三节　陆相油气储集岩的形成和演化

油气生成后，排烃、运移和聚集都有赖于储集层的存在和发育程度，石油地质学家对此非常重视。Levorsen 认为"所有具有连通孔隙的岩石都可以成为储集层"，Hunt 认为"含有足够渗透能力的孔隙，允许油气流动的岩石认为是储集岩"，而 Брод 认为"具有贮存油气性能和开采过程中流出油气的岩石称为储集层"。同时油藏的规模与生油岩排烃的泄油面积有密切关系，要求具有足够连通的储集层的分布面积，以保证油气长距离的流动和聚集。通常认为油藏面积与可以泄油的面积为 1∶100，按运移距离的比例应是 1∶10，所以没有一定规模的储集层，就难于形成较大的油气田。对于海相沉积，储集层的形成无疑具有明显的优势和有利条件，因为海相储集层的沉积环境具有相对的均质性和稳定性，砂体的分布规模较大，而且多为冲洗相对洁净的石英砂岩（石英含量 95%以上）。这些石英砂岩主要形成于海滩、浅海环境，由于搬运距离远，经过充分筛选，不稳定矿物剩余不多，矿物成分单一，分选良好，磨圆度高，具有良好的储集物性。因此石英砂岩以及长石石英砂岩（石英含量＞75%）是油气最理想的储集层。对于陆相河湖沉积条件，盆地规模相对小得多，风化剥蚀物源区大多数在湖盆周缘的近处，而且物源多，除少数主河流外，还有众多的溪流，碎屑搬运距离短，一般的沉积砂体多是在湖区边缘或湖岸斜坡上堆积，如从水面附近冲积锥岩的混杂堆积，至水下冲积扇（湖底扇）和小型的浊积砂体，颗粒分选程度较差或中等以下。在大型湖泊发育有主河道，有时可见完整的湖相三角洲沉积序列，包括三角洲平原的水上分流河道沉积、漫滩沉积、三角洲前缘的水下分流河道河口沙坝和席状砂，以及前三角洲泥中的透镜状浊积砂。所有陆相沉积砂体一般不存在相对纯洁的石英砂岩或长石石英砂岩，而主要类型是岩屑长石杂砂岩或岩屑长石砂岩，少部分为长石砂岩与岩屑杂砂岩。碎屑成分一般为长石和岩块占主要成分，其次为杂基。颗粒机械分异不好，分选程度为中-差。

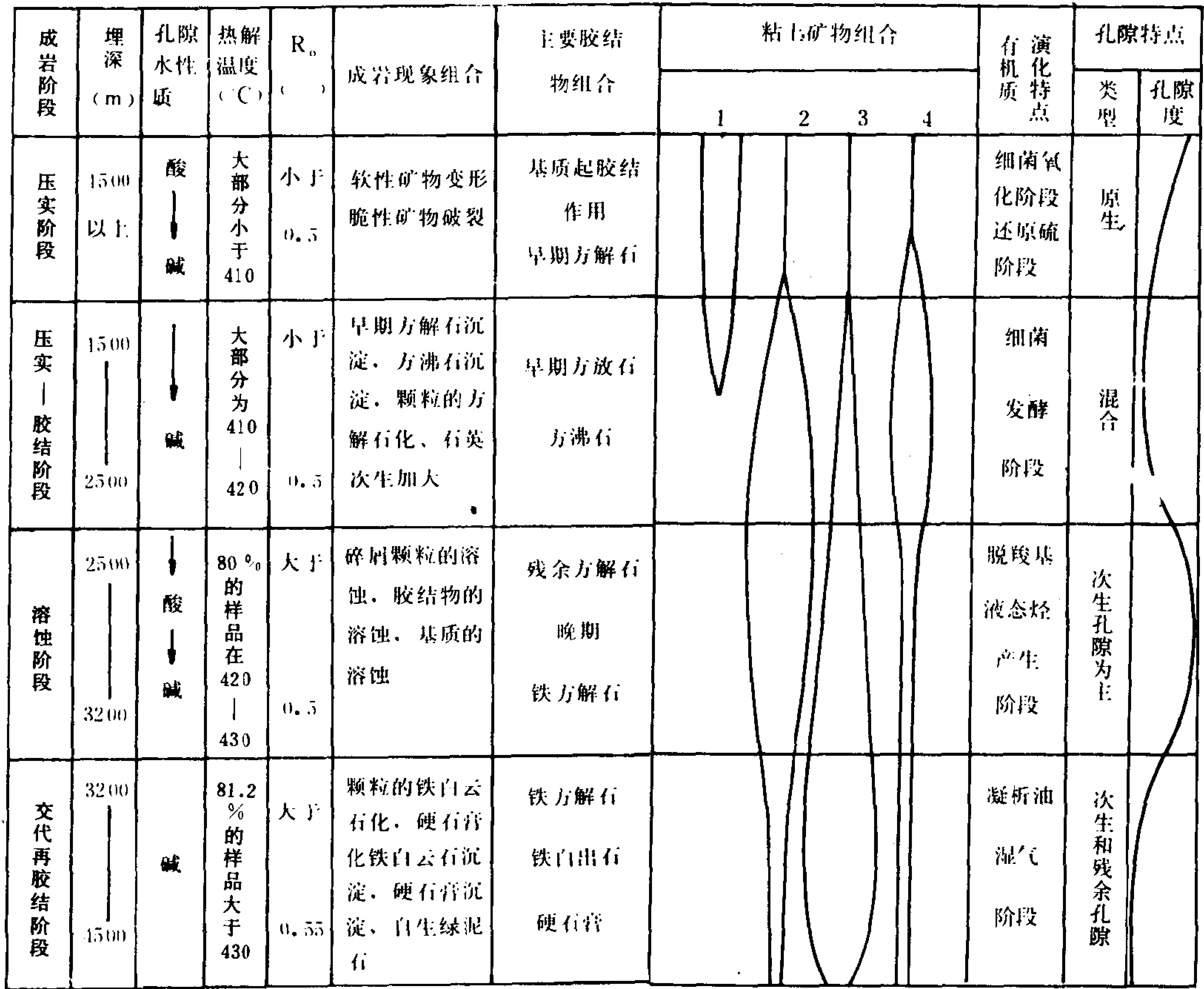
一、陆相储集层的形成

陆相储集层的形成可举出几个有代表性的典型实例。

（一）实例一

松辽盆地大型陆相湖成三角洲是陆相最理想的储集层，其大庆油田的主力油层萨尔图—葡萄花油层，沉积环境为水下分流河道砂体，砂岩中石英占 30～35%，长石占 40～50%，岩块占 10%左右，其余为胶结物，砂岩分类应为岩屑长石砂岩，由于处于水下沉积，又有一定的搬运距离，分选中等，而靠近盆地边缘入湖处的砂岩，主要是由长石、岩块和杂基组成的长石岩屑杂砂岩，分选较差。这种砂岩在成岩早期阶段，由于长石、岩屑颗粒硬度小和支撑力小，分选及磨圆中—差，随着埋深的增加，使得砂岩易于压实，原生孔隙不断减少；成岩作用后期的中段，进入粘土矿物脱水和有机质成烃排烃过程，孔隙溶液对长石及部分岩

屑的选择性溶解可造成压溶，扩大了原生粒间孔，增加了次生孔隙度，从而改善了砂岩的孔隙状况。总的讲，大庆油田白垩系葡萄花—萨尔图主力油层，由于埋藏浅，大部分仍处于成岩的早中期，砂岩仍以原生孔隙为主，其次为次生孔隙，总孔隙度一般为 20～25%，是较好的储集层。



成岩阶段	埋深（m）	孔隙水性质	热解温度（℃）	R_o（）	成岩现象组合	主要胶结物组合	粘土矿物组合 1	2	3	4	有机质演化特点	孔隙特点 类型	孔隙度
压实阶段	1500以上	酸→碱	大部分小于410	小于0.5	软性矿物变形 脆性矿物破裂	基质起胶结作用 早期方解石					细菌氧化阶段 还原硫阶段	原生	
压实—胶结阶段	1500—2500	碱	大部分为410—420	小于0.5	早期方解石沉淀，方沸石沉淀，颗粒的方解石化、石英次生加大	早期方放石 方沸石					细菌发酵阶段	混合	
溶蚀阶段	2500—3200	酸→碱	80%的样品在420—430	大于0.5	碎屑颗粒的溶蚀，胶结物的溶蚀，基质的溶蚀	残余方解石 晚期 铁方解石					脱羧基 液态烃产生阶段	次生孔隙为主	
交代再胶结阶段	3200—4500	碱	81.2%的样品大于430	大于0.55	颗粒的铁白云石化，硬石膏化铁白云石沉淀，硬石膏沉淀，自生绿泥石	铁方解石 铁白云石 硬石膏					凝析油 湿气阶段	次生和残余孔隙	

图 1–3　东濮凹陷内各成岩阶段特点

1—蒙皂石；2—蒙伊混层；3—伊利石；4—高岭石

（二）实例二

渤海湾盆地第三系主要油气储集层埋藏较深，次生孔隙较为发育，对形成良好储集层起了重要作用。以中原油田东濮断陷沙二段砂体沉积为例，最好的储集层是水下扇三角洲，由冲积扇曲流、河道和点坝砂体组成，水下曲流河构成砂体的主体。砂岩类型为岩屑长石砂岩，碎屑中石英含量多在 50～60%，长石大于 20%，岩屑 15～20%，砂岩分选程度中等，储油物性较好。砂岩成岩阶段划分为压实阶段、压实胶结阶段、溶蚀阶段和交代再胶结阶段（见图 1–3）。压实阶段：一般在 1500m 以上，随埋深的增加，温度、压力相应增加，使一些硬度较小的矿物变形、破裂，沉积物不断压实，固结，原生孔隙不断减少；压实胶结阶段：埋深 1500～2500m，已有明显的化学变化过程，沉积物中的水已演变为弱碱性孔隙水，方解石发生沉淀，同时一些矿物开始溶蚀，但主要是压实与胶结作用，孔隙明显降低；溶蚀阶段：埋深 2500～3200m，这一阶段有机质发生脱羧基作用，产生大量二氧化碳，同

时粘土矿物向混层矿物转化，进入脱水过程，使孔隙水成为酸性，不稳定碎屑矿物，主要是长石和某些自生矿物开始溶蚀，形成次生孔隙（包括粒间孔、粒内孔、铸模孔等），基质胶结物也受到一定程度的溶蚀。这一阶段形成大量次生孔隙，孔隙度常可达 20%，构成很有意义的次生孔隙带，常常是主力油层的发育段；交代再胶结阶段：主要成岩过程为铁白云石沉淀、硬石膏沉淀以及颗粒的绿泥石化，相当的孔隙被充填，孔隙度急剧降低，直至形成非渗透的致密层。

（三）实例三

陆相岩屑杂砂岩储集层的形成，以二连盆地白垩系巴彦花群砂岩为代表。二连盆地是在海西期准地槽褶皱基底上发育起来的断陷盆地，活动性很强，后期中新生代的断裂和火山岩活动比较强烈，盆地内具有 40 个左右的小断陷，每个断陷面积数百至数千平方公里。各个断陷的白垩系巴彦花群的沉积主要是由山间河流、洪水流所携带的近源碎屑物，碎屑搬运距离很短，洪积扇（锥）体粗砾岩发育，河湖沼泽相的辫状河道砂体和河漫滩砂体发育，河流入湖后的水下沉积发育有小型扇三角洲。所有沉积砂体总的特征是碎屑物质未经过很好的分选和化学分异，而很快倾泻、快速堆积，结构成熟度和成分成熟度低，物性差。碎屑物质成分中石英含量 10～30%，长石 20～50%，岩屑含量 30～70%，杂基一般 25～30%。砂岩岩石分类属典型的岩屑杂砂岩。岩屑成分主要是花岗岩、变质岩、凝灰岩和喷发岩类。这种砂岩一般含有较多的砾石和杂基，由于杂基含量高，充满了颗粒骨架间的孔隙，甚至丧失了储集性能。砂岩成岩过程大体经过（见图 1-4）：早期成岩压实阶段：约 800～900m 以上，孔隙以原生粒间孔为主，孔隙度在 20%以上；成岩期压实—化学胶结为主阶段：深度约 900～1500m，孔隙度急剧降低，主要由亮晶方解石沉淀和含铁碳酸盐沉淀所致。虽然有少部分溶蚀次生孔隙出现，孔隙度仍由 20%降至 10%以下；成岩次生溶蚀阶段：深度为 1500～2300m。由于相邻泥岩段粘土矿物的大量脱水和构造裂隙渗滤水的存在，对于易溶组分岩屑含量很高（30～70%）的砂层起了很好的次生溶蚀作用。很多情况下，使已丧失储集空间的砂层又具有较好的孔隙度，可回升到 20%左右。这一层段是该含油气区的主力油层段；成岩再压实胶结阶段：深度在 2300m 以下，基本形成为非渗透性的致密砂层。

从以上陆相砂岩储集层的三种典型实例可以看出，与海相沉积环境相比较，陆相沉积环境对形成良好的储集层是很不利的，从碎屑的原始成分、搬运距离、分选磨圆状况以及储集条件都不够理想。首先，在大部分盆地陆相沉积条件下，砂岩中缺少足够的石英含量，而石英硬度大，经过长距离搬运磨损很小，通常分选良好，在成岩过程中起到良好的砂岩颗粒骨架支撑作用，能保持很好的孔隙性能。其次，砂岩中另一种主要矿物成分是长石，它在结晶岩中的含量大大超过石英。由于长石性质不稳定，易于分解，长距离搬运难以保存，所以海相沉积环境中长石含量大大少于石英。而在中国大部分盆地陆相沉积快速堆集条件下，长石得以保存较大的数量，形成长石砂岩或岩屑长石砂岩。长石也是分选和磨圆度不够好的矿物，影响储集空间。在埋深较大的情况下，长石砂岩、岩屑长石砂岩很容易丧失其孔隙储集性能，这是相对石英砂岩和长石石英砂岩很不利的一面。但另一方面，长石和大部分岩屑在一定的地质深度条件下（压力、温度、酸性水），在成岩过程中又可溶蚀形成次生孔隙发育带，这种压溶作用对长石等矿物比对石英矿物的影响要大得多。次生孔隙带的形成和存在无疑对形成陆相沉积条件下的储集层具有很大的意义。

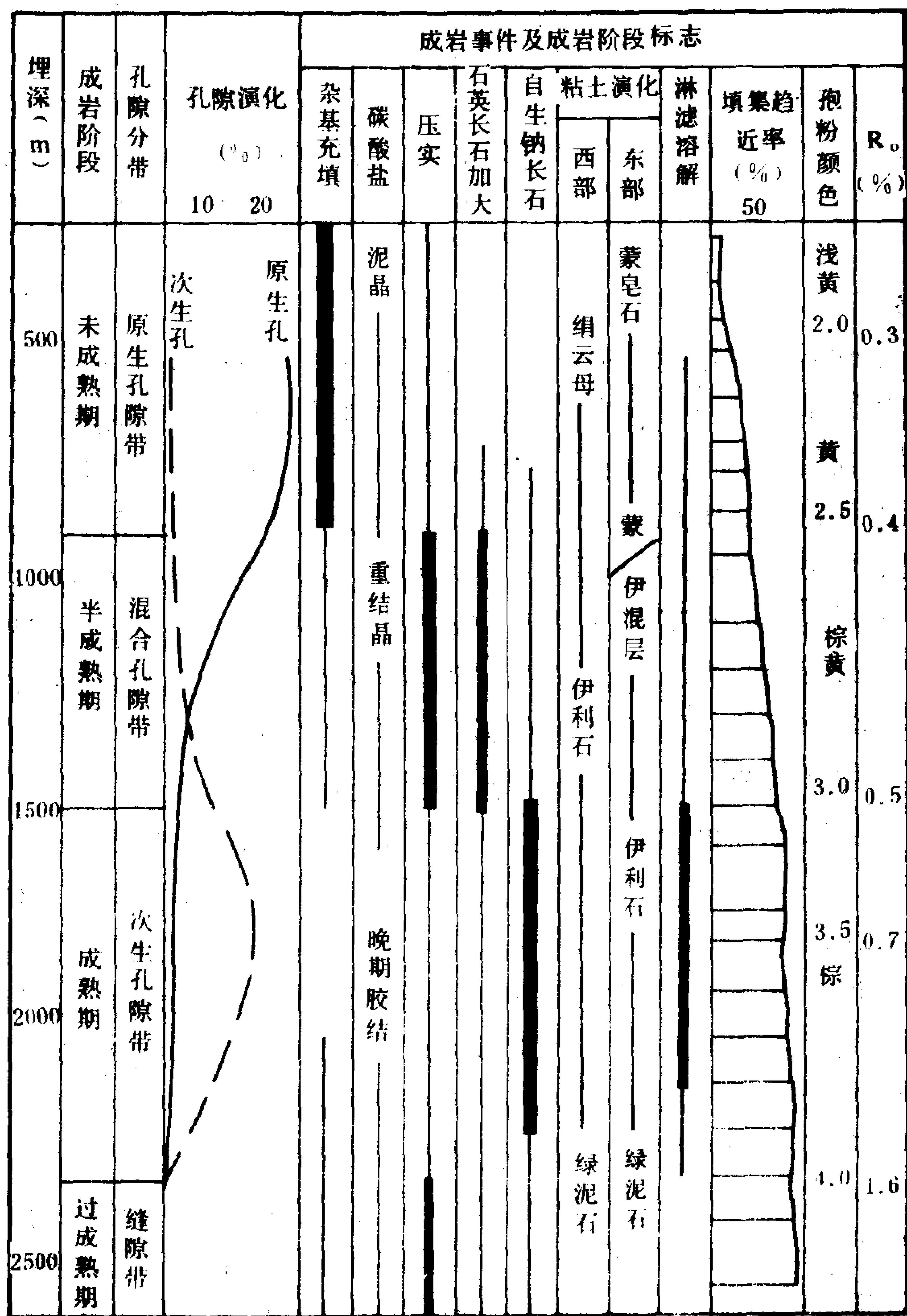


图1-4 二连盆地巴彦花群成岩作用划分图解

二、砂体规模

在陆相含油气盆地储集层的存在得到肯定以后，另一个重要问题是砂体规模问题。即在河湖沉积体系中，河流水系众多而短促，沉积碎屑近物源和短距离搬运，又受古气候和季节的影响，形成各种类型砂体的规模是很有限的，是否存在较大规模的、供油气运移、聚集的连通砂体，以形成较大的油气藏。中国陆相河湖沉积体系，确是由环绕盆地山系众多的河流流入湖体而形成的，水系包括少数主要河道和众多（多可达数十条）的短促流急的水道，同时河道水系变迁摆动频繁。由于大多数湖盆规模较小，波浪作用及其波及范围有限，而众多河流入湖后所形成的水下潜流（水下河道）及它的经常摆动改道，影响的范围却较广，可达数十至数百平方公里。所以从入湖前到入湖后河流水系都对沉积起着重要作用，砂体的波及范围很广，常可达到甚至超过湖盆面积的50%。对于断陷湖盆，在断层的陡岸发育水下冲积锥、小型水下扇和浊积砂体，在断陷缓坡一侧常发育中小型水下扇、三角洲砂体和滩坝沉积砂体以及边缘冲积锥砂体等。这些砂体在盆地总体上不断下降和众多的水系不断摆动改道过

程中（包括以水进为主和缓慢水退的沉积过程），构成了众多不同类型砂体的纵横向叠加，每个砂体就其本身规模不大（一般数平方公里至数十平方公里），但是其纵横向交错叠置，构成了较大的储集体，其规模往往覆盖于整个构造单元，如斜坡区和断裂构造带，为形成较大规模的油气聚集区带创造了良好的储集条件。确切地说，用储集体的概念进行研究，在陆相含油气盆地中有其突出的意义。

（一）实例一

渤海湾盆地辽西断陷下第三系渐新统沙河街组沉积。这是一个北北东向约 2000km² 的狭长断陷，东侧为断裂、陡崖，西侧为平缓斜坡（见图 1-5）。沿垂直长轴方向有众多来自边缘山系的短距离水系。特别是来自西部医巫闾山的河流，沿各山口流入湖盆，形成近物源、多物源、短距离搬运入湖的各种类型砂体。在沙河街组上部它们是以小型冲积扇－三角洲为主体，包括兴隆台、西八千、齐家和双台子砂体等。扇三角洲之间相对平缓的古地形背景上，形成滨湖鲕滩沉积，砂层不厚，但分布很广。在溪流分布较少地区，沿湖边缘形成砂滩。进入湖盆深水区域，分布众多小型的透镜状浊积砂体。在断陷东侧陡坡同样发育小型水下扇三角洲。在湖盆总的沉陷背景下，供给碎屑充分，堆集速度也比较高，总的讲，在水下条件具初步分选的碎屑堆积比较发育，从辽河西部断陷沉积条件和砂体分布图可以看出，在湖盆不同古地形部位，分布着规模不大的不同类型砂体，在河湖沉积体系中，这些不同类型的砂体纵横向相互衔接和叠置，构成有较大规模的砂岩储集体，其平面分布范围达湖盆面积的 60%，这就为在这一小型含油气断陷内形成较大规模的油气聚集创造了理想的储集条件，盆地单位面积的油气丰度甚至超过许多海相大型含油气盆地。

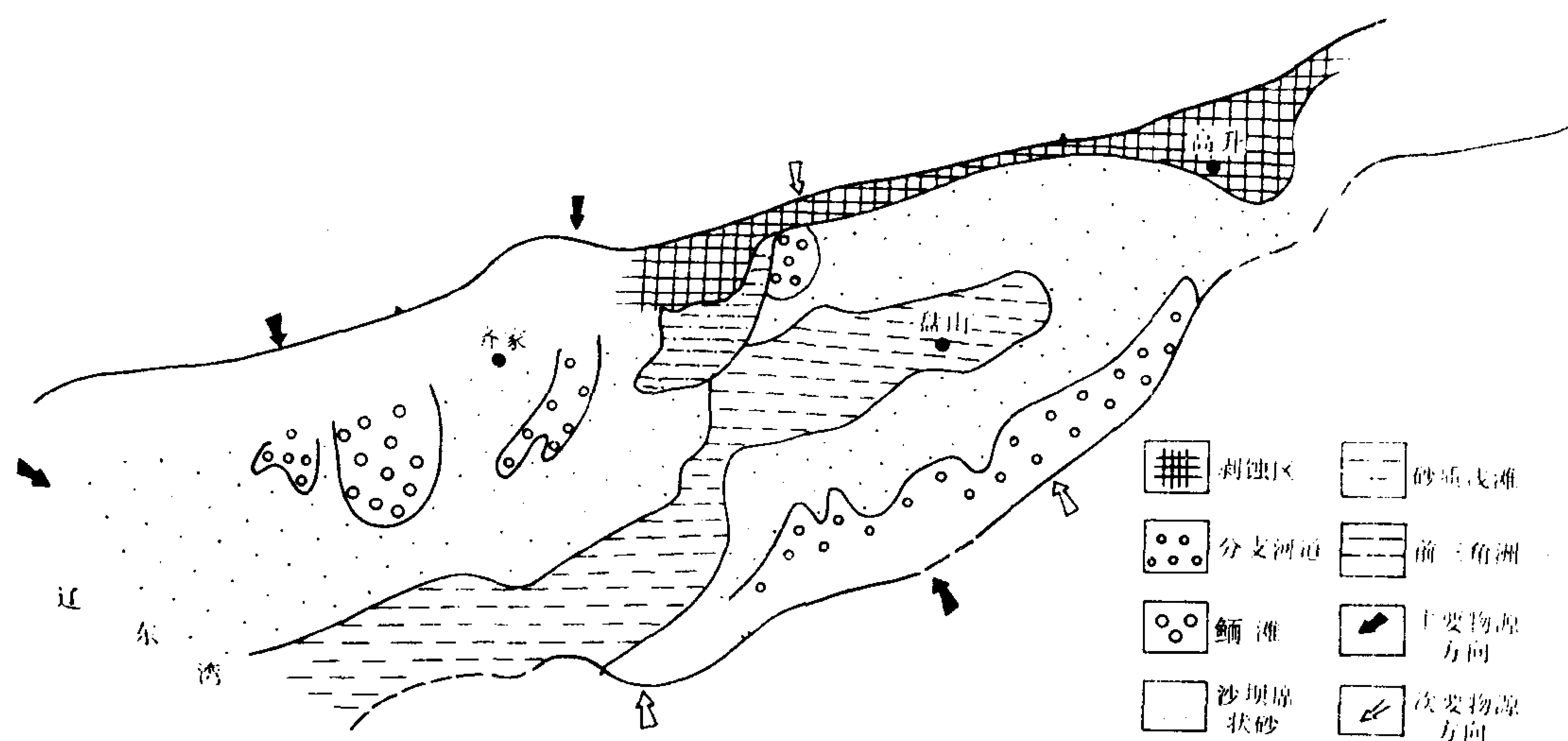


图 1-5　辽西凹陷沙河街组二段上部沉积条件图

（二）实例二

准噶尔盆地二叠—三叠系陆相洪积扇砂砾岩体群组成的大规模储集体。在盆地西北缘，由很多山口沿地形坡度很大的古地形倾泻间歇性洪水流，在盆地边缘堆积了主要由七个典型的洪积扇砂砾岩体叠合交织，构成长达 100km，宽 5～10km 的大型储集岩体。各个洪积扇砂砾岩体由一套灰绿、棕红色砾岩、角砾岩、砾状砂岩、中粗砂岩和泥岩组成，厚度一般为

130～200m，分四个正粒序的砂砾岩段，平均厚度分别为20～45m。每个洪积扇体平面上由扇顶、扇中和扇端三部分组成，扇顶部分砾石含量可达90%以上，砾径一般5～10mm，最大达60mm，以次棱角状、次磨圆状为主，分选差，同时由很多透镜状洪积层交织叠置，并可见成层特点；扇中部分以砂、砾碎屑为主，见明显交错层理，砂粒有一定分选，部分可达到中等，以次生孔隙为主，有较好的储油物性，一般可达15%左右，最高可达20%；扇端以砂和泥质为主，砂岩厚度很薄，泥质含量增加，砂层前缘多为泥岩所夹持，由各个洪积扇砂体叠置形成的储集体可达200km^2，这是陆相包括水面附近和水下部分沉积的大型储集体，成为油气有效的聚集场所。

第四节　中国陆相盆地石油运移和聚集机理的进展

一、石油初次运移

30多年来，世界石油地质界对石油初次运移进行了广泛的研究和探讨，普遍取得的共同认识是，石油从生油岩排向储集岩层所发生的初次运移主要是压实作用的结果，这是因为储集层与生油层在压实程度上存在较大的差别。沉积作用发生后，随之开始压实过程，排挤出的流体离开较高势能层位流向较低势能或正在压实的沉积物。1980年Magara对石油初次运移进行研究后（以四个大的含油气盆地为例），十分肯定流体在油气运移中的作用，认为必须有一个强大的流体位能差，这是有意义的油气运移所需要的。压实水的有效排出是重要的，因为它将泥岩中生成的烃首先冲刷出来，将沥青质残留在泥岩中。但是，Tissot（1978）认为是靠压缩水的作用产生烃类的初次运移，初次运移的早期只发生在沉降到1500m以内，当时沉积物损失很大的孔隙度，同时产生大量的水。可是世界上各时代的油藏绝大多数形成在1500～3000m之间，这一事实和烃生成的主要阶段相一致，这是非常重要的。这就提出了仅靠泥岩压实作用进行烃的初次运移是远远不够的。

从50年代开始逐渐研究粘土矿物脱水对石油初次运移的作用。粘土矿物主要为蒙皂石、伊利石和高岭石。蒙皂石由于内面积大，比其他粘土矿物吸收更多的水。当蒙皂石转变为伊利石时，蒙皂石内部水将释出，并转化为岩石孔隙体积中的自由水，在油气生成高峰期间，这些水成为烃的载体和排烃动力，使生油层所含的烃类开始初次运移。粘土矿物脱水作用产出的水，其体积能达到沉积物总体积的5～10%（Burst，1969）。对粘土矿物脱水作用为烃的初次运移动力也有不同意见，如有的认为粘土矿物脱水一般发生在很高的地温梯度区（80～120℃），同时受化学因素的控制，并取决于压力的变化，在低压力下蒙皂石是稳定的；又如在很多盆地生油层中不含或含很少量的蒙皂石，粘土矿物脱水对烃的初次运移作用是很有限的。总之，对粘土矿物脱水作用的认识差别很大。

另外对烃类在水溶液中初次运移持怀疑的因素是认为烃类在溶液中的溶解度太低，甚至在100℃时也嫌太低，特别是在生油高峰期，烃类的运移必须用溶解作用以外的原因进行解释（Hunt，1978）。

70年代末，对油相运移的看法逐渐扩展，Tissot（1978）预测：在深度约1500m或更深一些的层位开始初次运移。初次运移的主要模式是由早期溶液运移转化为油相运移的形式，深度大于3500m，连续的油相逐渐被气态烃相所代替。而且认为在1500m以内烃类在溶液中运移，不能产生大油气田。关于油相运移的机理，Momper（1978）认为：在生油高峰期有机质向液态烃或气态烃转化过程中，它的纯体积超过原来有机质体积的25%。在细

粒生油岩有限的孔隙空间，造成压力的不断增加，因而产生岩石微裂缝或使已有的微裂缝再度张开，然后油被排出。Tissot（1978）也坚持这一观点：占优势的和最有效的初次运移形式是烃相运移，烃相运移主要因素是岩石产生微破裂。在干酪根热成熟过程中，所生成低分子量的烃使内部压力增加而完成。这一观点虽有实验室的实践和地球化学的分析，但还停留在理论上的推断，有待作更多的探索。

中国陆相盆地石油初次运移的研究取得了较大的进展，这是由于利用现代技术手段和紧密结合陆相石油地质和物理化学具体条件所取得的。其要点是：①沉积过程中碎屑的堆积速度很高，单位时间内堆积的厚度很大，常可超过一般海相沉积条件数倍至数十倍，泥岩明显压实过程可延续到较大的深度；②考虑时间因素和有机质的特点，中新生代陆相盆地有机质进入成熟阶段的门限深度偏深；③大部分中新生代陆相盆地均有较高的古地温梯度，既有利于有机质的成熟和向烃类转化，也有利于粘土矿物的脱水过程；④泥岩具有一定可塑性并处在压缩的过程中，蒙皂石向伊利石或水云母剧烈转化的脱水过程和有机质成熟并向烃类剧烈转化过程的很好配合，使烃类在孔隙水的搬运推动下，不断排出生油岩。这些要点在许多陆相含油气盆地得到证实和肯定。下面举出东营凹陷第三系生油岩的研究实例❶。利用第三系泥岩岩芯样品和浅部的湖底现代沉积，从地面到4000m深度系统取样，进行孔隙度和粘土矿物的连续测定和扫描电镜的观察，得出如下结果（表1-1）：

表1-1　东营凹陷不同深度泥岩压实过程数据表

阶段	名　称	埋　深 (m)	平均密度 (g/cm^3)	孔隙度 (%)	压缩率 (%)	成岩状态	地　温 (℃)	石油成熟阶段	水的形式
1	初期压实	0～300	1.6	53～29	8	淤　泥	＜10		自由水
2	稳定压实	300～2100	2.1	29～16	0.7	塑—半塑性	10～90	未成熟期	半自由水—束缚水
3	压实剧变	2100～2700	2.35	16～5	1.8	半塑性—成岩	90～110	成熟期	晶间结合水
4	紧密压实	＞2700	＞2.5	5～1	0.3	成　岩	＞110	高成熟期	结合水

（1）0～300m为初期压实阶段　孔隙度由53%急剧降至29%，平均每百米压缩为8%，压溶水大量排出，沉积物密度为1.17～2.0（平均1.6）g/cm^3。

（2）300～2100m为稳定压实阶段　孔隙度由29%降至16%，平均每百米压缩为0.7%，沉积物密度平均为2.10g/cm^3。压实均匀缓慢，有机质处在未成熟阶段，但少量向烃类开始转化，成岩阶段属塑性-半塑性。

（3）2100～2700m为剧变压实阶段　孔隙度由16%急剧降至5%，平均每百米压缩为1.8%，沉积物平均密度为2.35g/cm^3。这一阶段是有机质向烃类转化的成熟期，大量石油烃类形成并排出；

（4）＞2700m为紧密压实阶段　孔隙度缓慢减少，在3500m以下降至1%左右，平均压缩率为0.3%，体积变化很微弱，密度增至2.5g/cm^3以上，很不利于液体的流动。

随着压力温度的增高，泥岩中粘土矿物的变化十分明显（见表1-2），蒙皂石向伊利石

❶张敦祥，东营凹陷泥岩压实试验—油气初次运移，胜利油田勘探开发报告集，No.5，1979。

转化的最主要区间是1800～2700m深度范围，其脱水过程与生油岩有机质向石油烃类转化的成熟期2100～2700m相一致，而在这一阶段泥岩压实率是相对高的，确实发生了排烃过程。

表1-2 粘土矿物随深度变化表

深度(m) ＼ 含量 ＼ 粘土矿物	高岭石(%)	蒙皂石		伊利石	
		含量(%)	每百米变化(%)	含量(%)	每百米变化(%)
900～2050	8	70～45	2.17	18～45	2.35
2050～2700	10	45～15	4.60	45～82	5.7
2700～3200	5	15～5	2.00	82～95	2.6

处于生油岩成熟期，在肯定蒙皂石脱水对排烃有良好作用的同时，还应看到，由于对有机质向液体或气体烃类转化以及粘土矿物脱水形成孔隙水都能引起体积膨胀，这可能使生油岩本身产生某些微裂缝，继续探索这一问题是有意义的。

二、石油二次运移和聚集

当石油从生油层排至储集层，并在相对渗透性和孔隙性较好的输导层位中运动称为二次运移。油气进入储集层后，由于连通程度的改变和流体运动的加强，遇到了相对较低的地层压力和温度，同时遇到了较高含盐量的水，增加了水的密度，这些特点都将影响油气的运移聚集。概括地讲，影响油气二次运移的因素是：①烃排至储集层后造成压力变化，生储层所具有的势能差促使油气在连通的储集层中继续运移；②在孔隙性岩石的流体中，油气和水溶液密度差值造成油气的浮力上升，并逐渐运移、聚集至具有圈闭的储集层顶部，形成油气藏；③毛细管压力产生于不同相态之间所具有的界面能力（即作用于界面通过时产生的压力差），微小油滴难于通过孔道半径小于本身的岩石孔隙，它通过孔道所需的力就是毛细管压力，砂岩颗粒越小，越导致毛细管压力的增加，也有人称为石油的"毛细管遮挡"。但是油气一次运移后的"剩余"势能和浮力都不同程度的可以克服二次运移过程中的毛细管压力；④水动力梯度变化是油气二次运移的重要因素，可以有利于或者可以阻碍石油的二次运移。在一些大型海相盆地中连通的储集层分布很广，水动力对烃类的运移聚集的作用特别是长距离的运移常常是很重要的，但是水动力流动过程也会影响大规模的油气聚集，阻碍油藏的形成，甚至将已形成的油气藏破坏。

中国陆相含油气盆地决定油气二次运移的重要因素，从整体上讲，与世界各种含油气盆地类似，但是二次运移和聚集的具体特点确有较大的差别。首先，陆相储集岩石主要是由碎屑岩和众多不同类型的砂体组合而成的储集体，它们的岩性、物性在横向上变化很大，本身的非均质性是比较严重的，因此油气二次运移的距离与规模远不能与均质程度很高和连通范围很广的海相储集层相比拟。在海相储集层中二次运移的距离常可达100km至数百公里。大多数情况下，陆相储集层中油气二次运移的距离都很短，一般数公里至数十公里不等。第二，陆相储集层砂体本身延展范围不很大，加之非均质性也影响二次运移的距离。但是，决定油气运移规模最有意义的因素是生油岩的泄油面积，即储集层与生油岩的接触面积的大

小。水下成因的陆相储集体，镶嵌在生油岩体中或与生油岩叠置交叉，储集体与生油岩体接触面积常可超过50%，使生油岩具有较大的泄油面积与体积。在陆相含油气盆地中对油气聚集丰度来讲，油气一次运移的意义远远大于二次运移，二次运移只是使就近的油气更集中在就近的圈闭，最后形成油气藏。第三，陆相储集层连通输导距离相对较短，从区域性水动力作用范围看它的梯度变化也是很小的，陆相盆地中自流水系几乎很少。只是在局部范围内存在比较活跃的水动力条件（大多数靠近盆地的边缘）。在陆相盆地二次运移过程中油气运移的浮力、毛细管力则是普遍现象，而且在不同的地质条件下，表现的程度不同；第四，除在主要砂岩储集层中发生二次油气运移以外，在主要生油岩系下部或上部区域不整合面和发育的张性断层面都是运移的通道。例如中国东部渤海湾盆地渐新统生油岩系，区域性不整合在风化溶蚀的前第三系地层之上，其中包括中生界、古生界和前寒武系地层。沿不整合面及其下伏的风化壳和溶蚀带有着广泛的油气运移规模，浮力和水动力对运移、聚集都起了重要的作用；中国东部块断活动区，在生油层有机质向烃类转化成熟阶段发育的张性断裂，是主要的垂向运移通道，沿断面常发现有石油运移的痕迹，包括液态烃或沥青。特别是沿张性断层分布的浅层油藏，这些油藏所在层系不存在生油岩系，油藏中原油大多为重质油藏。经油源对比，来自深部生油层系或古油藏。

第五节　中国陆相油气藏形成理论是现代石油地质学的重要发展

一、油气藏形成理论的进展

石油地质学是以研究和探讨油气藏形成理论为中心的地质学分支学科，是相对年轻的学科，但发展速度很快，这是与油气能源迫切需求和油气勘探不断加强密切相关的。作为石油地质学核心的油气藏形成理论，其形成与发展大体上可分为三个阶段：初期阶段为沿背斜褶皱带分布油气藏的背斜说或重力说；第二阶段约在50年代及以后的二十年间，在油气藏不断发现和现代科学技术发展的基础上研究油气藏形成的基本条件（因素），进而掌握油气藏的分布规律，大大增强了勘探油气藏的科学性和效果；第三阶段即近十多年来对油气藏形成基本条件的机制进行研究，然后进行各项条件的综合配套分析，大大发展了油气藏形成的理论，不断挖掘和扩大新的油气藏领域，目前这一阶段仍在继续发展。这三个阶段是连续的，而不是截然分开的发展过程。

（一）第一阶段

初期的背斜理论（或重力说）在油气藏勘探事业中发挥了重大作用，数万个油气藏（特别是地貌正地形、有油气显示的山前地区和中浅层的潜伏构造发育地区）都是在这一理论指导下发现的。背斜理论的要点是：①油潴内的油气和水，在界面张力作用下界面分明，并且呈水平状态；②石油、天然气运移、聚集的主要动力是浮力，按动力学原则通过可渗透性孔隙、裂缝（隙）地层；③阻碍油气运移的遮挡性非渗透性地层为盖层，盖层与地层褶皱弯曲（背斜）组成油捕或圈闭。

（二）第二阶段

以研究油气藏形成的基本条件和油气藏的分布规律为主。其要点是：①确定油气形成的地质环境，包括大地构造位置、盆地类型、古地理面貌和生物环境；②有机质的类型、丰度、演化和成烃评价；③盆地沉积条件、成岩过程、储集层的演化与形成；④热力场及其演

化；⑤盆地内构造带、局部构造的形成、类型及分布；⑥排烃、运移聚集条件的分析；⑦油气藏类型与分布；⑧水动力学条件与油气藏区域保存条件。这一阶段是重力说的继续与发展。可以说具备理想的油气藏形成条件的大型含油气盆地或油气区，在这一阶段是发现最多的时期，如举世瞩目的西西伯利亚油气区，阿拉斯加北极斜坡盆地，墨西哥湾油气区，北海盆地，波斯湾盆地海域地区，中国的松辽盆地和渤海湾油气区等。这些重要油气区的发现都是在区域含油气远景地质研究的基础上，研究有利的生物堆积环境、热演化成烃阶段、所处的大地构造位置与盆地类型，并进一步研究油气藏形成、聚集、圈闭和保存条件，以此指导油气勘探的进行。在这一时期发现的不仅是一批埋深适中的大的背斜构造油藏，而且特别有意义的是发现一批大型非构造地层—岩性圈闭油气藏。这一阶段油气藏形成理论和勘探工作进展是很快的。

（三）第三阶段

是在前一阶段的基础上，深入研究探讨形成油气藏的各项条件、机制和它们间的有机配合关系。这会促使不断发现和打开新的含油气领域。随着油气藏的不断发现和科技的不断发展，提出了许多需深入探讨的问题。例如：①深层油气藏形成机制是用石油地质学一般理论难于阐明的，在高温、高压条件下，烃类相态的存在是相当复杂的。但是从热力学原理和实验数据证明烃类在高温高压下可以存在，液态烃在300℃以下是稳定的。事实上，已证实在7000m深度以下、温度为295℃的条件下，存在着液态烃和沥青。②深层高温高压条件下，可能多次发生碳酸盐和硅酸盐矿物改造过程，随温度的增高，增加了水的侵蚀能力，不仅溶蚀长石矿物，而且也溶蚀其它矿物。因此，在6000m以下不仅仅都是致密岩石，也可以存在具有次生孔隙的渗透性层段。甚至在成岩很深、压实程度很高的一些岩石，由于孔隙内部压力很高而保存了一定的孔隙，在温度很高时，相界面的毛细管压力降低，而使这部分岩石成为可渗透的储集体。虽然，在300℃左右的高温条件下这些变化特点是很复杂的。③深层异常高压区是形成异常高压油气藏的区域地质条件，在成岩过程中随深度和地层压力的增加，岩石本身所受的有效压力在下降。异常高压使岩石内保存的储集空间得以保存。④在一些盆地向斜中，与烃类分布的重力说相反，气体烃类分布在储集层的下倾方向，沿上倾方向储集层物性变好而为水体，遮挡天然气的条件已不是岩性变化（非渗透性地层），而是不同相态流体之间的界面。例如加拿大艾伯塔盆地和美国圣胡安盆地的深盆气藏。⑤与若干构造期有关的油气藏形成问题；世界上大多数含油气盆地油气藏形成主要受生、储、盖、圈、保、烃源岩演化、排烃、油气运移和聚集等要素控制，这些成藏基本条件都发生和完成在同一构造层内。而经历多期构造运动改造的复合盆地中，往往存在多个构造层系和多套含油气结构层系，有多套生油岩系，生油岩系有机质热演化、储集层成岩作用和次生孔隙形成以及油气圈闭（构造型和非构造型）都经历多期构造运动的演化和改造，油气藏形成也是经历多期改造、调整和再聚集过程，现今油气藏平面和纵向上叠合连片格局是多期构造运动改造的最终产物，往往横跨二至四个地质构造期，是受多套烃源岩、多种圈闭类型、多期运移和聚集控制。虽然这类盆地油气很丰富，但油气分布状态很复杂，需要解决一系列成油理论问题，如二次生烃和多油源对比、烃类后期演化和改造、成岩作用晚期排烃和次生孔隙形成，以及圈闭多次改造和形成等理论问题需要进一步解决和完善。这是这类复杂含油气盆地找油关键所在。⑥油气聚集规律受控于区域性封盖层的发育条件，这是普遍承认的事实。这一阶段对封盖层已进入细微成因分析，包括岩性和毛细管特征的稳定性、可塑性与形变特征以及厚度的变化与错断的幅度等。显然岩性稳定时毛细管特征也很少变化，作为封盖层最为有

利；封盖层岩石的可塑性非常重要，即使强烈的形变也可不失为油气封隔层，特别是避免产生破裂形变，盐岩和石膏层最具这一特征。可塑性强度可依次为盐岩、石膏、含有机质丰富的泥页岩、泥页岩、粉砂质泥岩、灰质泥岩和硅质岩。封盖层的封隔程度对控制烃类相态的分布起着重要作用。⑦较大型油气藏各项形成条件的有效配置是重要的，包括丰度高的油气源岩、成熟排烃期、二次运移通道、有利的水动力条件、充足的适时形成的聚集空间和存在位能较大差异等等因素，得以促使油气较快的流入并保存在圈闭中。一般认为较大型油藏的烃类聚集速度每年在 100～200t 以上。在油气聚集过程和形成油气藏以后的构造活动中，所造成的多次油气再运移、散失和聚集以及油气分布的复杂机制仍是在不断深化探索的难题。⑧已形成油田的烃类，在新构造运动过程中进一步热演化向高成熟裂解成气（深成）和向生物降解以及水洗氧化为重油—沥青（浅层）两个方向发展。这一成因机制，对开辟深层裂解气和浅层重油—沥青的两大烃类成藏领域起了重要作用。⑨未成熟原油是烃类系列的组成部分，它的存在、分布和具有的工业价值将是勘探的新领域之一。⑩油气藏类型系列不断充实完善，挖掘出更为复杂和隐蔽的油气藏，非构造油气藏的形成条件和类型细分的确定，以及勘探理论和方法的提高，大大扩大了油气的发现领域，不断提高在油气藏系列中的比重和地位。在地质构造复杂地区，在相同地质环境下，众多油气藏类型组合的油气带（区），即复式油气聚集带（区），大大丰富和深化了油气藏的形成理论，并不断挖掘新的油气聚集类型。

这一阶段对油气藏形成的各项条件、机制所进行的深入探讨以及对油气藏形成中各项条件配置关系的综合分析研究，一方面大大发展了石油地质和油气藏形成理论，另一方面不断挖掘了包括深层在内的各种新领域的含油气潜力，不断扩大了含油气远景地区。

二、陆相油气藏形成特点

50 年代后半期开始，陆相石油地质和油气藏形成理论的发展是很快的，对油气藏形成的地质环境和各项形成条件的机制研究都有重要进展，不仅在理论上有重要意义，而且发现了一批规模较大的陆相含油气区。

关于陆相盆地的形成和特点、陆相油气生成、陆相储集层发育及排烃和运移等方面取得的重要进展，已有所阐述，现就陆相油气藏形成的地质环境和油气藏形成特点概述如下：

1）中国中新生代陆相盆地绝大多数是在老克拉通（前寒武纪）或新克拉通（前中三叠世）固化稳定基底上形成的，虽经后期多次剧烈的断裂构造活动，在陆相沉积过程中，特别是水侵过程中，在岩性、岩相特点上，仍有相对稳定的特点，在还原水体环境中沉积细粒岩石地层，并占有相当的比例，厚度很大。

2）印支运动以后海水逐渐退出中国大陆，中新生代陆相盆地的形成发展，经历了燕山早期、燕山晚期、喜山早期和晚期等构造发展阶段。构造运动的周期性控制了陆相盆地含油气岩性的发育，同时具有明显的东西分带性，在中国东部沉积盆地，具有晚三叠世、早中侏罗世、早白垩世、早第三纪（始新世与渐新世）和晚第三纪（中新世）等主要形成阶段，相应地形成了规模和质量不同的生油和含油岩系；中国西部沉积盆地同样具有多沉积旋回的特点，也相应地形成了多套生油和含油岩系，主要有上二叠统、上三叠统、中下侏罗统、下第三系和上第三系等。

3）古气候条件明显控制着中国陆相盆地的南北分带和不同古气候带沉积盆地沉积相的发育特征。如气候潮湿带发育淡水—微咸水含油沉积盆地；干燥—潮湿过渡区发育微咸—半

咸水含油沉积盆地；干燥区发育咸水蒸发岩沉积盆地，含油潜力相对较小。

4）高沉积速率是陆相盆地的明显特征，Нестероb И.И.认为："沉积速度是反映含油气盆地最有价值的地质参数"。是与含油气区的油气富集程度成正比的。中国陆相盆地单位时间内沉积物的堆集速率和单位面积堆积都是相当高的，极有利于有机质的堆积、保存与转化。

5）绝大多数陆相盆地的中新生代包括前中新世的各时代地层属于"热盆"，地温梯度达到3～6℃／100m，对生油岩的演化、储集层孔隙结构的次生作用和油气相态的特点均有重要影响。

6）陆相盆地储集层连通体分布范围局限，基本上为非自流水盆地，一方面区域水动力因素较弱，另一方面区域性油气运移距离受到限制，但是陆相储集层与油源层交互或交叉接触，油源层的泄油面积是很大的，运移聚集规模大体上能满足已形成的圈闭。

7）在区域构造运动背景上，陆相盆地大都经历了断裂沉陷阶段（断陷期）和大面积快速下沉阶段（坳陷期）。断陷期受构造应力作用使沉积地层多为破裂变形，形成一系列断裂带，褶皱不发育，只出现规模不等的与断层活动同期产生的局部褶皱伴生构造和基岩块体的上覆披覆构造；而区域沉陷的坳陷期一些盆地受到了较强的水平应力作用，褶皱构造带发育，常形成一些大中型的含油气构造圈闭。地层—岩性（非构造）圈闭是圈闭类型中的重要组成部分，特别是陆相盆地中地层岩性纵横向变化都比较大，不整合面和地层超覆现象十分频繁，这类圈闭更有其特殊意义。

8）大多数陆相含油气盆地在石油运移聚集期后都经历了区域性沉陷阶段，具有区域性超覆的细粒渗透封盖层，使得油气保存具有较高的程度。沉陷期后的新构造运动常使部分盆地一翼或两翼的边缘抬起，遭受剥蚀，甚至使含油气层开启，轻质烃类的逸散量是很大的，但是也同时形成许多重质油藏区带。

9）陆相油气藏形成和分布特点

①从上二叠统至第四系不同时代的陆相地层均有相对潮湿和具有湖盆水体发育的环境，生物的繁衍生存，具有油气生成条件，含油气层遍布中国大陆各时代陆相地层。

②在张性断裂发育的裂谷区，或在西部挤压背景下的造山山前区域，构造活动的幅度是很大的，中新生代沉积物的堆积厚度是巨厚的，许多陆相盆地中新生代地层厚度常在4～5km至9～10km，含油气层系埋藏深度相对较大，部分盆地可达5～6km。

③陆相沉积盆地碎屑岩的沉积占绝对优势，含油层系主要是不同类型的砂岩。少数盆地发育的生物滩或局部点礁，分布规模狭小，作为储集层的意义是很有限的。

④与油气排出聚集期同期形成的不同类型圈闭是最有利的圈闭，即断裂构造期的同生局部构造或断块，同期水平应力成因褶皱构造和多种类型的地层—岩性圈闭。其中同期水平应力成因褶皱构造，是最有利于形成大中型油藏（田）的，其次是断裂同生局部构造和地层—岩性圈闭油藏。地层—岩性圈闭油藏就其数量在陆相盆地占有突出的位置，部分也可形成大中型油藏。

⑤总体上讲，陆相盆地地质结构较为复杂，具有断裂发育、断裂构造带多、岩性岩相变化大、储集岩体类型多、油气藏类型多和含油气结构层系多等特点。油气聚集不是在单一层系、单一油藏圈闭类型和统一的油气水关系组成的油气田，而是由多个含油气层系、多个油藏圈闭类型和多油气水系统组成的，具有相同油气源、相同的油气运移过程和相同的地质成因联系的油气藏群体，称为复式油气聚集带（区）。它由数十甚至上百个油气藏组成，这是

陆相盆地油气富集的一种显著特征。

⑥陆相盆地多构造层和多旋回性形成了多含油气结构层系。中新生代陆相盆地是在不均一的克拉通和不同时代褶皱带基础上发育起来的，大多数都具有三层结构层：成盆前构造层(古老地层和结晶基底)、成盆期构造层和成盆后构造层。成盆期地层往往成为主要含油气层系，成盆期构造层上下不整合面接触的成盆前和成盆后构造层系，常为含油气层系，在纵向上具有多个含油气结构层系的特点，在油气生成、运移和聚集过程中各构造层系的油气藏具有一定的成因联系，而又各具特色，分布规律各异。这也是陆相盆地油气藏形成和分布的重要特征之一。

⑦陆相含油气盆地中一个断陷或凹陷的沉积中心就是一个生油中心，一个生油中心就是一个油气富集中心，即油气生成、运移、聚集和油气藏的分布受油气生成中心的控制，这是与陆相盆地规模较小、主要含油气层系不成为一个统一的连通体、不是自流水盆地、以及油气运移聚集距离相对较短等原因所决定的。

⑧在中新生代盆地中，含油气层系埋藏适中，主要油田多分布在盆地中部，翼部多分布重油藏和中小型地层—岩性油藏，含油主力层系埋藏深度较大时，主要油田多分布在盆地的边部，而盆地中心多分布有气田或凝析气田。

陆相盆地油气藏形成理论是在各项石油地质条件及成因特点（如构造发育史及局部构造类型、沉积发育史及沉积类型、生油岩及油源对比、储集岩及成岩演化、烃类排出与运移基础研究、盆地水动力学分析、区域及局部盖层研究、新构造运动与油气保存、油气形成后深成裂解和浅部生物降解氧化以及温度压力异常油气藏形成条件的影响等）分析研究的基础上进行综合研究，并阐明各项石油地质条件的相关性、有机的配置或排斥的关系、进行油气藏形成、分布的综合分析，这是陆相油气藏形成更为复杂的地质特点所要求的，因为陆相油气藏的形成本身就远较海相油气藏的形成复杂得多，涉及的地质因素要多得多。因此，陆相油气藏的研究过程要求更为深刻的严格的工作程序和众多分支学科的研究探索和综合。

参 考 文 献

王尚文，1949，甘肃酒泉玉门间祁连北麓石油生存之检讨，地质评论，第14卷第4～6期。

王尚文等，1983，中国石油地质学，石油工业出版社。

田在艺等，1960，中国陆相沉积和找油论文集，石油工业出版社。

刘宝珺，1980，沉积岩石学，地质出版社。

胡见义、徐树宝等，1986，非构造油气藏，石油工业出版社。

胡见义、徐树宝等，1986，渤海湾盆地复式油气聚集区（带）的形成和分布，石油勘探与开发，第1期。

陈贲，1945，玉门油田岩层之讨论，地质评论，第10卷第1～2期。

焦力人等，1988，当代中国的石油工业，石油工业出版社。

黄汲清，1938，钻探石油之我见，地质评论，第3卷第6期。

黄汲清、杨钟键、程裕琪、翁文波等，1947，新疆油田地质调查报告，地质调查所地质专报，甲种第21号。

黄第藩等，1982，中国陆相油气生成，石油工业出版社。

谢家荣，1934，陕西盆地和四川盆地，地理学报，N1卷2期。

潘钟祥，1957，中国西北陆相生油问题，石油勘探，第4期。

潘钟祥石油地质文选，1989，石油工业出版社。

Burst, J.F. 1969, Diagenesis of Gulf Coast Clayey Sediments and its Possible Relation to petroleum Migration, AAPG Bull, 53.

Claypoor, G.E.I.R. Kaplan, 1978, Natural Gas in Marine Sediments, USGS.

Downey, M.W. 1984, Evaluating Seals for Hydrocarbon Accumulation, AAPG, Vol. 68, No. 11.

Hedberg, H.D. 1969, Significance of High–wax Oil with Respect to Genesis of Petroleum, AAPG.

Hunt, T.S. 1863, Report on the Geology of Canada, Canadain Geological Survey.

Hunt, J.M. 1979, Petroleum Geochemistry and Geology.

James, E.A. & andEvans, P.R. 1971, The Stratigraphy of the Offshore Gippsland Basin. APEA Joural. No. 11.

Levorsen, A.I. 1967, Geology of Petroleum.

Magara, K. 1980, Fact of Primary Migration of Oil, AAPG, Vol. 64, No. 12.

Momper, J. A. 1978, Oil Migration Limition Seqested by Geological and Geochemical Considerrations, AAPG Corece Notes No. 8.

Olson, W.S. 1954, Squrce–bed Problem in elasquez Field, Columbia, AAPG Bull, 38.

Pettijohn, F.J. 1975, Sedimentary Rock.

Pinfold, E.S., 1954, Oil Production from upper Tertiary fresh–water deposits of west pakistan, Bull AAPG. 38.

Pratt, W.E. 1943, Oil in the earth. University of Ransas Press.

Swain, F.M. 1970, Non–marine Organic Geochemistry.

Tissot, B.P. and Wilte, D.H. 1978, Petroleum Formation and Occurance.

Vallentyne, J.R. 1965, Net Primary productivity in Aquatic Envirments Californic Univ. Press.

Vernadskii, V.I. 1934, Outlines of geochemsitry.

Брод, И.О.1957, Основы Геологии Нефти и Газа.

Еременко, Н.А.1984, Развитие Теории Формирования Залежей Углеводородов, Геология Нефти и Газа.No.12.

第二章　中国陆相含油气盆地的大地构造背景和盆地类型

世界百余年来的油气勘探历史告诉我们，全球（不包括深海区）的沉积盆地总数是 580 个，已知产油气的盆地 216 个，约占盆地总数的 38%（Tiratsoo 等，1984），其中拥有大型油气田的盆地 75 个，拥有中小型油气田的盆地 141 个。上述统计，不包括面积不足 1000km^2 或沉积岩埋藏深度小于 1000m 的盆地，也未计算沉积岩已强烈变形褶皱的地区。

在众多的产油气盆地中，由于早期发现的油气田多数与海相沉积岩有关，而陆相沉积盆地中的发现不占重要地位，人们倾向于看重海相沉积盆地。但是，随着勘探的发展，发现越来越多的陆相油气田，特别是在我国大量陆相沉积盆地中，取得了一系列的成功，大庆、胜利、辽河等大型和大量中小型陆相油田的发现，为陆相沉积盆地的油气勘探开创了广阔的前景。

第一节　世界陆相沉积盆地的时代背景和构造背景

陆相沉积盆地形成的首要地质基础是大陆环境，这与全球性的海陆变迁史具有不可分割的联系。虽然大家公认中国的地质条件有许多独特性，但这种个性毕竟不能脱离全球地质史的制约。

一、全球构造演化史对陆相沉积的控制作用

控制陆相沉积物分布的最重要的因素是海陆变迁历史。据全球范围的统计规律，整个显生宙沉积岩组合中，陆相碎屑岩比率具有随着时代变新而增加的趋势（图 2-1）。泥盆纪

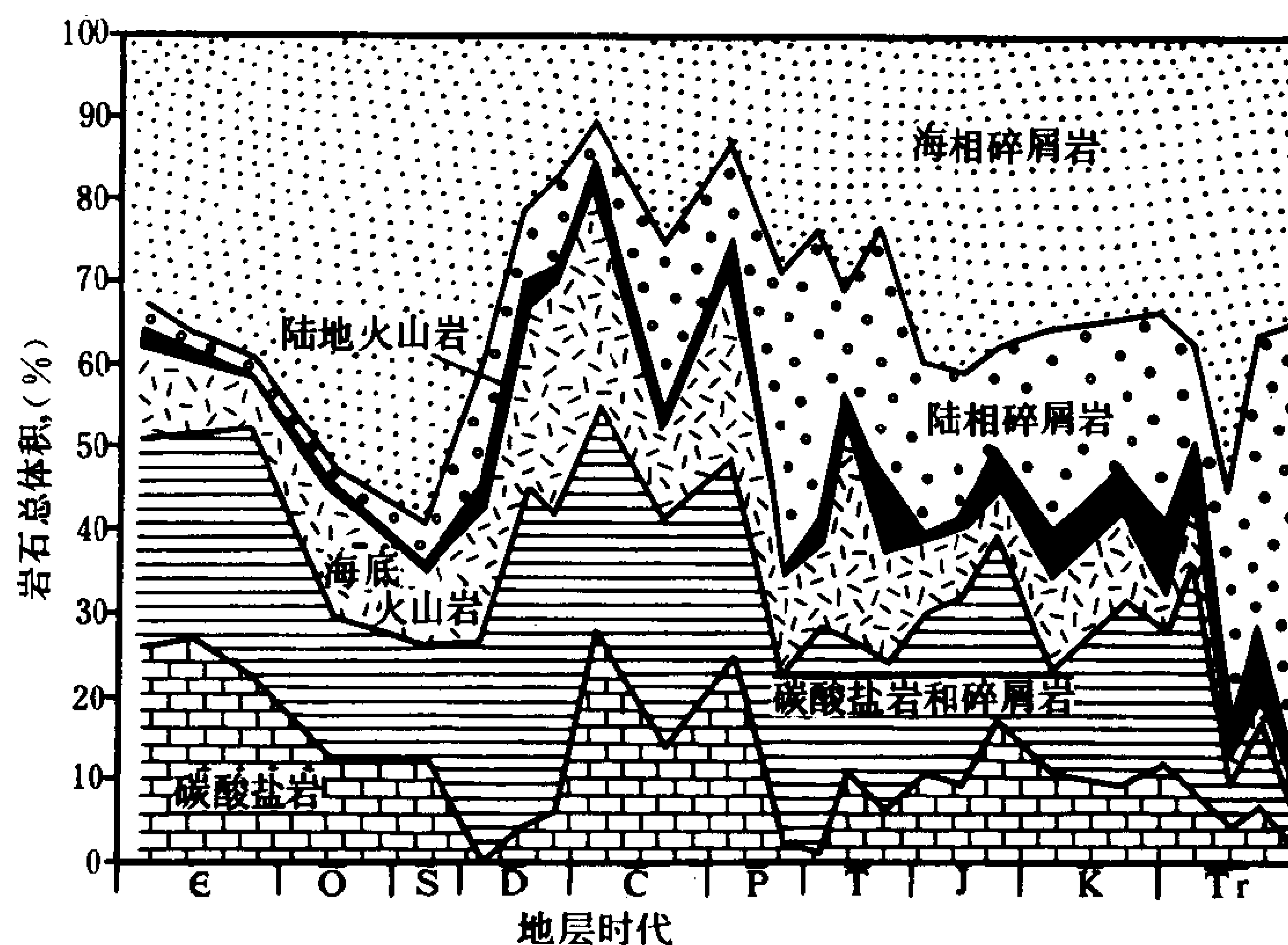


图 2-1　世界显生宙各时代地层的岩性组合比例变化图（Ronov 等，1980）

前，陆相碎屑岩的比率不到 5%，属于全球性的泛海相沉积时期，大部分大陆表面为陆表海沉积物覆盖。直到加里东运动结束后，才出现较大片的陆相沉积，即著名的老红砂岩，在我国相当于南方的五通砂岩和西北的老君山砾岩。这是世界上首次出现较广泛的陆相沉积区的时代，使陆相沉积岩的比例上升到 10%左右。此后，陆相沉积岩的比例呈现周期性螺旋式的上升，至二叠纪时曾一度达到 40%的高峰。中生代时，是陆相沉积岩比例相对稳定的时期，除晚侏罗世和晚白垩世两次明显减少外，一般在 25%左右。进入新生代后，陆相沉积岩的比例再次大量增加，最后达到 50%的顶峰。

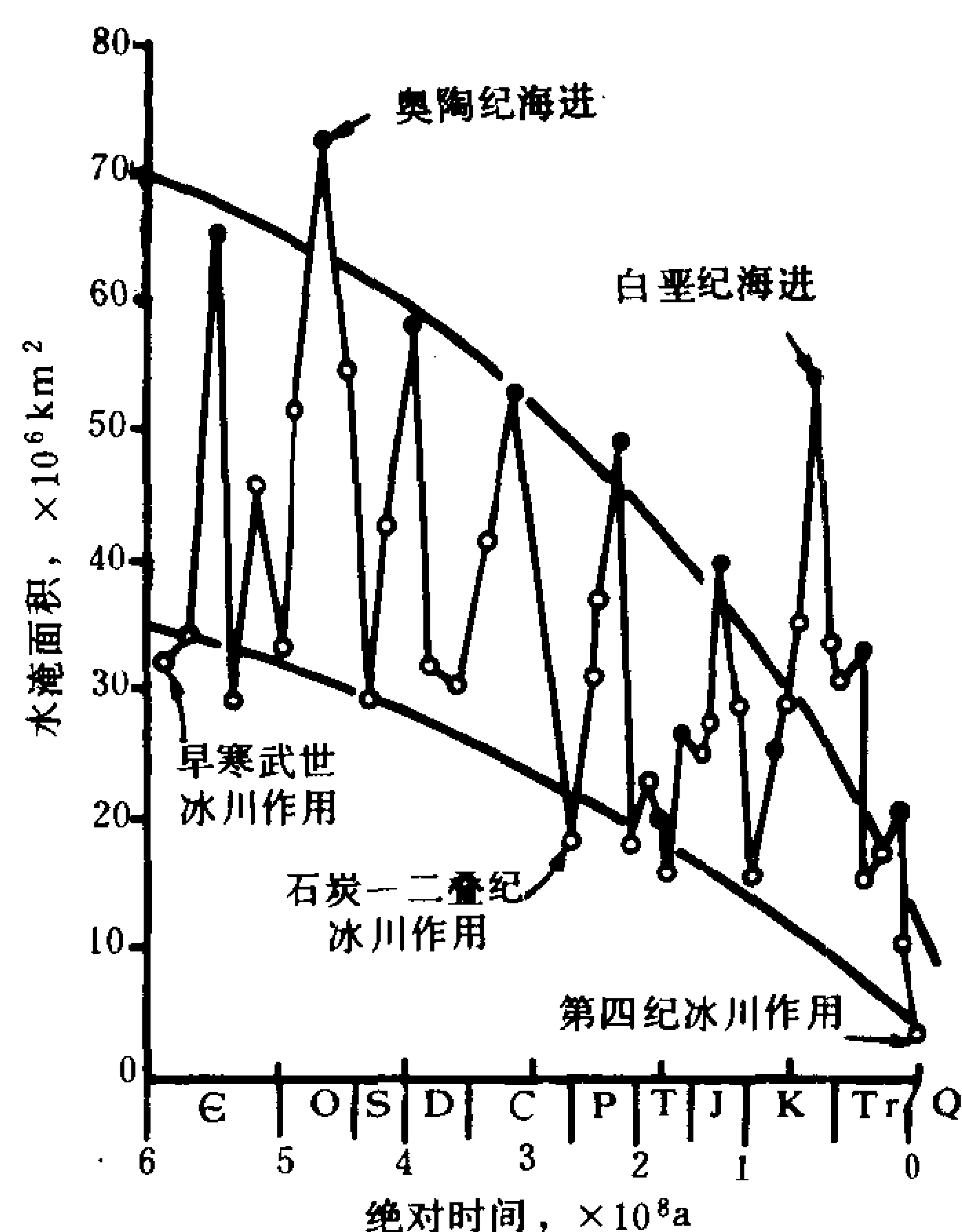


图 2–2　近六亿年来的海进海退记录，最大海退与冰川作用相一致（据 Fairbridge，1961）

比较显生宙以来各时代的岩性组合比例和 Fairbridge（1961）的海进、海退记录（图 2–2），可以看出，两者间具有十分密切的相关性。陆相碎屑岩沉积的总趋势随年代更新、海进面积减小而增加。然而，这种相关性不是绝对的。例如，白垩纪时的最大海侵期与古生代的普遍水淹面积相近，其陆相沉积岩体积却明显地比古生代时高得多。所以，水淹面积的多少并不完全与陆相沉积岩的体积比例成正比，而是与全球性的海平面相对变化相一致（图 2–3）。

基于这一特点，有必要考虑全球构造演化史对陆相沉积的控制关系。自显生宙以来，全球构造大致经历了两个大的体系。早期，自晚元古代的古联合大陆（Pangea E）解体至形成晚联合大陆（Pangea B）。这一阶段的初期，地球的表面积远没有中生代以后那么大，大陆面积也远不如目前那么广，所以在破裂过程中，无论是深海槽或大陆周边的表面，普遍为海水所浸，基本上没有形成什么大陆内部的沉积区。加里东构造旋回开始，陆相沉积增长，直到分离的大陆重新汇聚拼合成为晚联合大陆而达到顶峰。

晚联合大陆的解体，标志着全球构造进入板块构造体制。在此阶段初期，自二叠纪初至中三叠世末（280～200 百万年前）是晚联合大陆调整的过渡阶段（朱夏，1983），也是全球海平面下落，陆相沉积岩体积比例增大的时期。200 百万年后，大陆分裂日趋强烈，至早白垩世末起，达到离散活动的高峰期，出现一个全球性的海平面上升最高时期，持续年代大致在 135～54 百万年，相当库拉板块消亡的阶段。此后，全球海平面又趋下降，相应的是大洋分离速度减缓。

对照图 2–1、2–2、2–3 得出的基本认识是，全球海平面的升降反映了大陆的分离和聚合，陆相沉积的展布以晚全球大陆的聚合增生为基础，又与后来的离散分裂条件相关联。

二、陆相盆地的大地构造背景

本文所指的陆相盆地是位于大陆地壳之上以陆相沉积为主的盆地，不排斥盆地演化的不同阶段可以是海相沉积时期，或者在陆相盆地阶段有少量海侵或海泛的沉积。但是，最重要

的是形成油气源岩和油气聚集的层序，主要是陆相沉积层序。这一含意的重要性在于把那些虽有丰富的陆源碎屑岩，但是属陆相经近岸相至海相或由近岸冲积平原经三角洲和大陆架至深海区的大陆周边沉积盆地体系，与内陆沉积盆地体系明确地区分开来。

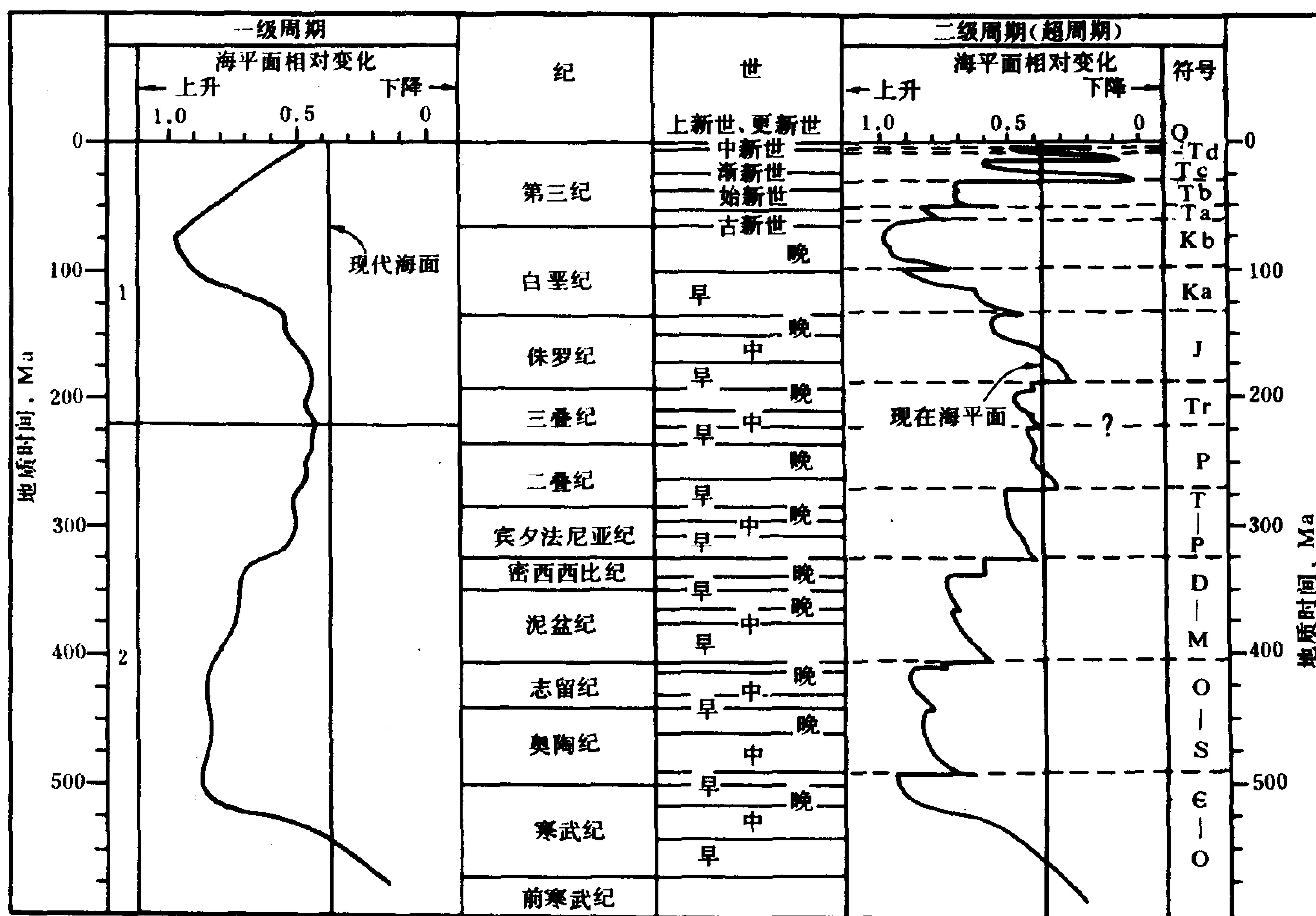


图 2–3　显生宙 1 级和 2 级全球海平面相对变化图（据 Vail 等，1977）

据目前的统计，除中国以外，还有下列主要的陆相含油气盆地（图 2–4）：

1）北美洲有①阿拉斯加州南部的库克湾第三系盆地，②美国落基山中段大绿河盆地和尤因塔盆地的上白垩统和下第三系，③内华达州大盆地区的第三系，④阿科马盆地的阿托卡组；

2）拉丁美洲有⑤圭亚那地盾上的塔库图盆地，⑥巴西大西洋沿岸塞尔希培—阿拉戈斯盆地的盐下层序，⑦巴西地盾近岸的雷孔卡沃盆地，⑧巴西圣埃斯皮里图盆地的盐下层序，⑨阿根廷南部巴塔哥尼亚地台上的晚三叠世库约盆地，⑩阿根廷侏罗白垩纪至第三纪的圣豪尔赫盆地；

3）欧洲有⑪南部北海—中欧盆地的二叠系；

4）非洲有⑫苏丹内部的白垩第三纪（木格拉德）盆地，西非沿岸的⑬加蓬，⑭下刚果和⑮宽扎盆地的盐下层序，⑯南非二叠纪至早侏罗世的卡鲁盆地；

5）大洋洲有⑰库珀—埃罗曼加盆地二叠系至侏罗、白垩系，⑱吉普斯兰盆地的白垩–下第三系，⑲新西兰晚白垩世至早第三纪的塔拉纳基盆地；

6）亚洲有⑳蒙古东戈壁盆地白垩系，㉑泰国西北部的第三纪小盆地，㉒呵叻盆地中生界，㉓泰马盆地上第三系。

这些陆相盆地的时代，最老的是中晚石炭世和二叠纪，最普遍的是中生代，尤其是白垩纪。陆相盆地的构造背景，无论是前寒武纪的克拉通区，还是古生代的褶皱或后海西克拉通

区，甚至中新生代褶皱区，都可以存在。然而，这些盆地分布的最重要特点是绝大多数与特提斯体系无关。

这种展布主要与全球大地构造背景相关。当晚元古代形成的古联合大陆分离时，世界上任何地区都不存在陆相沉积盆地，直到加里东构造运动在一些大陆边缘发生碰撞崛起成山脉，才使前陆区被河湖相的沉积覆盖，但很快又被后来的海水所淹没，所以没有形成陆相含油气盆地。到中晚石炭世，海西运动进一步促使大陆增生拼合，向形成晚联合大陆发展，导致欧洲和北美洲的大陆前缘受到一定程度的封闭和全球性海平面下降（见图 2–3）；同时出现大面积海陆相沉积交替频繁，陆源沉积起主导作用的局面。相应时代的油气地球化学性质，具一定程度的向陆源有机物质演变的特征。但从整体而言，还不能把这类沉积盆地称为陆相盆地。最早的含油气陆相盆地是两个前渊式，以产气为主的盆地。一个在中欧，从英国南部的英吉利盆地向东南方向经荷兰和西德北部至波兰的西利西亚区，是华力西的前渊。另一个是美国沃希托褶皱前渊的阿科马盆地。还有一个前陆性质的陆相盆地是从晚石炭世开始发育的南非卡鲁盆地，尽管见到了许多含油气的显示（图 2–4），至今尚未发现有经济价值的油气田。

North（1985）特别把陆相含油气盆地称为湖相盆地。他认为这种盆地的沉积物要达到成熟并使油气聚集保存的平均概率较低，时代既不能很老，又不能太新。他还强调，几乎所有重要的产油气湖相盆地多为拉张或基本上由垂直构造运动控制的断裂盆地，而且发生于中生代至早第三纪。

据板块构造的理论体系可以认为，不论是大陆的分裂解体，还是各个碎块的增生和拼合，都能产生陆相沉积盆地。板块分裂解体活动的演化具有多变性，有的发生破裂后不再进一步发展，因此形成陆内盆地，主要发生在二叠纪；有的最后分离产生大洋中脊，构成被动大陆边缘盆地，主要发生在晚侏罗世，其上覆有海相期的沉积层序。与陆块增生拼合伴生的陆相盆地都与中新生代活动带相关。

三、陆相沉积盆地的基本类型

需要说明，图 2–4 所表示的是陆相含油气盆地，如果仅从沉积盆地而言，与海相沉积盆地有许多不产油的情况一样，非产油气盆地的数量会更多。因为，沉积盆地是否有工业油气产量，还受到油气地质的许多特定因素以及相应的经济技术因素所制约。根据沉积盆地的类型取决于它的时代、大地构造背景和成因机制这三个基本因素的原则，考虑到其时代最早的是与中晚石炭世晚联合大陆的拼合完成相关，其构造体制与后来的板块活动体系没有多少区别，可忽略不计。所以，我们的分类以大地构造背景和成因机制为主要依据。

大地构造背景，包括克拉通化的刚性岩石圈和活动带，但是，这是全球构造变动的两种极端。古老的稳定克拉通可以由于活动化而分裂成碎块，并在后来的聚敛过程中成为活动带中的局部块体。早期的大地缝合带也可以固结硬化成克拉通。所以，既不存在古老克拉通的永远稳定，也不存在活动带的始终活动。

盆地成因机制包括力学性质和力学依据。力学性质中的应力场，由于压、张、扭三者可以随时代互相转化，所以，分析盆地成因时，必须强调盆地发生和充填沉积时期的特征。至于热力学和动力学的互相影响，有时不容易分清主从关系，往往只能从板块活动性质加以判断。

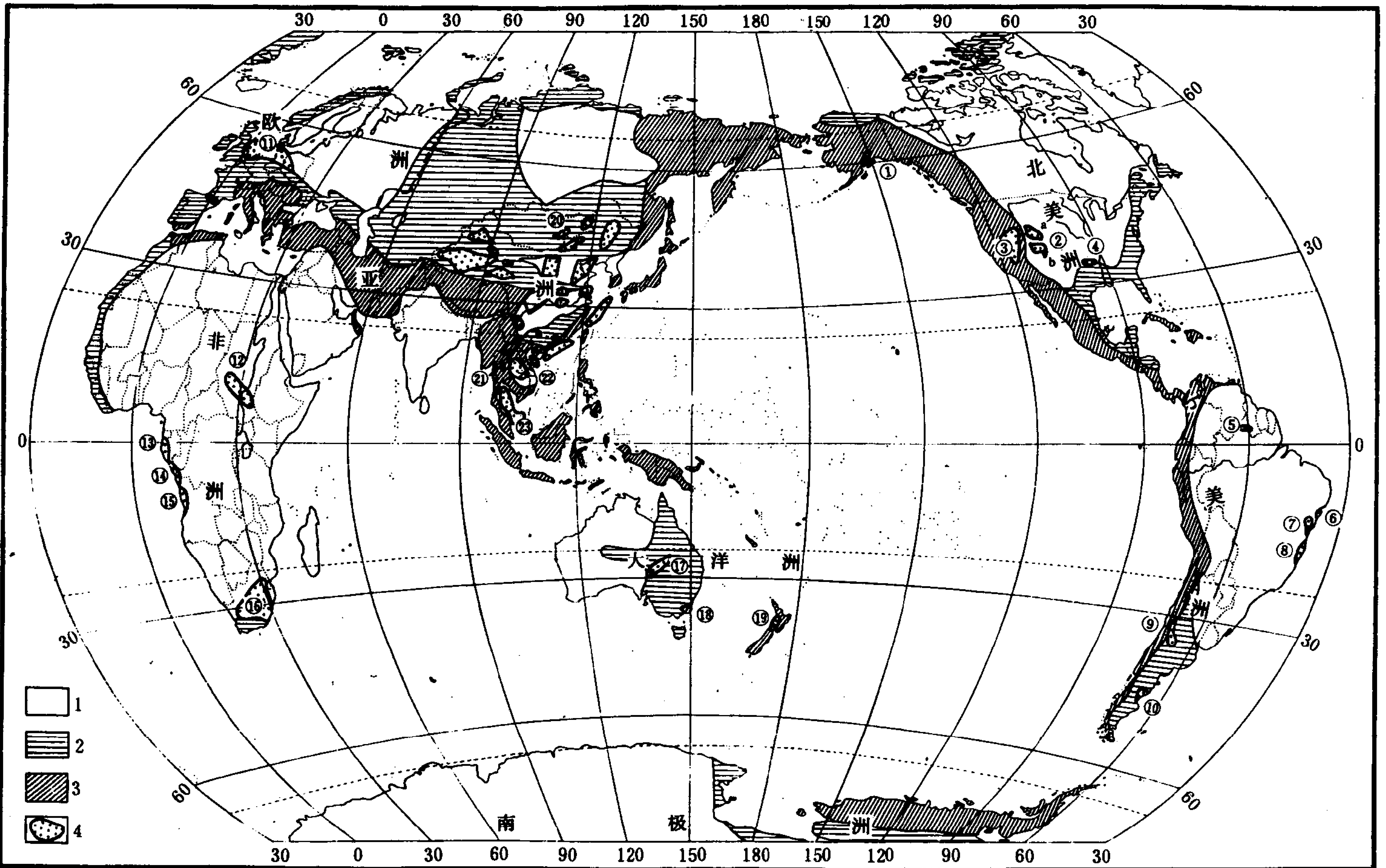


图 2-4 世界陆相含油气盆地分布图

1—前寒武纪克拉通区；2—古生代褶皱或后海西克拉通区 3—中新生代褶皱区；4—陆相盆地及其编号（见正文）

（一）稳定大陆（克拉通）内部或发生在刚化大陆地壳内部的盆地

1.沉降洼陷（sag）盆地

其沉降并不伴随基底破裂，而是由于基底弯曲。

（1）塌陷盆地（collapse sag）　在成盆期前，该区曾经历了一次强烈的块断或（和）火山活动，后来因热力调整使地壳弯曲沉降成为盆地，如中欧的二叠纪盆地。

（2）沉陷盆地（down warping sag）　稳定大陆内部因岩石圈的密度调整而弯曲沉降形成盆地，如刚果的中生代盆地。

2.破裂盆地（fractured）

由于地壳破裂，块断沉降而形成盆地。它们通常被地质学家称为裂谷盆地，一般认为其成因主要与热力学条件相关。我们认为拉张裂开和地幔物质上拱往往互为因果。据演化发育特征，这种盆地可以区分为下列四类

（1）初始裂谷盆地（inital rift）　大陆板块内部因热力作用使地幔柱上升而产生的裂谷盆地。因为多数发生于晚第三纪，仅经历始发的裂开阶段，保持地堑或半地堑式的表面构造，如美国的里奥格兰得、苏联的贝加尔和东非裂谷系。这类盆地已见到有油气显示，但尚未发现陆相油气田。

（2）衰亡的裂谷（failed rift）或断陷盆地（fauled depression）　大陆裂开破裂形成盆地以后，由于热点转移或上升的地幔垫冷却，地面收缩沉降，形成下伏裂开充填期沉积层序和上覆洼陷期沉积层序的有序组合。在裂开阶段，如果没有与特提斯体系联通，一般为陆相充填沉积。后续洼陷阶段，只有在靠近大陆边缘的情况下，才可能被海相沉积所覆盖。早、晚期均以陆相沉积占优势，如巴西的塔库图、澳大利亚的库珀—埃罗曼加、苏丹木格拉德等；而后期为海相的有巴西的雷孔卡沃和东南亚的泰马盆地。

（3）被动大陆边缘盆地的裂开（passive margin rift）期沉积层序　被动大陆边缘盆地虽然后来因热点转移和大陆漂移，普遍上覆海相沉积层序，但原始裂开期发生在大陆内部，仍以陆相沉积为主，仅少数在晚期有局部海侵的影响。典型的例子有西非西海岸加蓬、下刚果和宽札盆地，巴西圣埃斯皮里图盆地的盐下层序。

（4）流产的裂谷（aborted rift）在大陆裂开充填沉积后期，由于有大量火山岩浆活动的溢出凝固而夭折，成为固结性的盆地。已知的这类陆相盆地有非洲的赞比西、舍鲁斯等由卡鲁系（石炭二叠系至侏罗系）组成的地堑盆地。虽然这类盆地没有任何油气远景，但都是客观存在的盆地实体。

（二）位于克拉通上但与活动带相邻的盆地

1.克拉通边缘盆地，只一侧为活动带

当克拉通外缘由被动边缘转化为活动边缘，海槽因大陆增生而关闭，海水区域性退出，形成陆相沉积的前陆区；如果伴随碰撞活动，则成为前渊式的陆相碎屑沉积盆地。前述中欧的前华力西洼陷和阿科马盆地，落基山区的大绿河和尤因塔盆地，均属此类。

2.中间地块盆地

盆地基底为前中生代的或古老的克拉通，当其处于分离陆块阶段时，因四周为海槽环绕而属海相台地沉积区。一旦它与其它大陆拼合，海水退出，海槽逆转为褶皱带，中间陆块相对下沉，遂成为山间陆相盆地。到目前为止，此类陆相含油气盆地仅见于中国的中新生代，如塔里木盆地。

（三）位于活动带上的盆地

包括复活的古生代大地缝合带和陆上的中新生代大地缝合带，习惯上称为山间盆地。

1.复活块断盆地

前中新生代的大地缝合带或造山带体系，在已经拼合成大陆块后，因未完全刚化，于后来中新生代时发生块断活动，其沉降的断块成为陆相的山间盆地。由于国外的学者把古生代活动带一般作为前中生代的大陆岩石圈即刚性克拉通看待，所以此类盆地成了中国所独有的典型实例有酒泉盆地。

2.大陆火山带弧间盆地

一侧的板块俯冲消减到另一侧的大陆板块之下，至深处由于消减板块溶融岩浆上升，形成大陆火山带。伴随火山岩浆活动的热力作用，形成弧间裂谷。从成因机制而言，与克拉通内破裂盆地的区别在于此类属被动裂谷型，伴生的火山岩是以安山岩为主的中酸性钙碱性系列的喷发岩类。而相对应的克拉通内部破裂盆地属主动裂谷型，伴生的火山岩是以玄武岩为主属碱性系列的基性火山岩类。这类盆地的典型例子是美国内华达州的大盆地区，或称盆地山脉区（Basin and Range Province）。

3.造山后断裂盆地

在大地缝合带关闭并因碰撞而逆转成为山脉以后，随着推挤力源的消失，地壳表面因张弛而产生张性的地堑或半地堑陆相盆地。典型的例子是美国阿巴拉契亚山脉中的许多三叠纪至早侏罗世的半地堑盆地。

4.剪切拖离盆地

位于中新生代活动带中并与大型走滑或转换断层系统相伴生。盆地两侧在位移过程中，往往出现张扭与压扭的交替。此类典型的陆相盆地实例有库克湾和塔拉纳基盆地。

第二节　中国大陆的构成

全球陆相盆地的分布表明，它们与晚联合大陆的形成和解体密切相关。与此相应，研究中国的陆相盆地应从中国大陆的构成为出发点。

一、解释中国大地构造独特性的理论基础

中国大陆是由不同构造单元所组成的，而这些构造单元都具有许多与世界上其它地区的构造单元典型特征不同的地方。如我国的一些古老克拉通上沉积层序的构造变形特征就不是稳定的地台表面构造特征，甚至会出现一些火山、岩浆活动。此外，我国境内古生代的大地缝合带也不同于欧洲或南美洲那样已经克拉通化，而是具有强烈的不断复活的特征，尤其是在东南沿海地区，中、新生代的岩浆、火山活动异常活跃。

考虑到陆相沉积盆地是从石炭二叠纪晚联合大陆形成、破裂的产物，故作为盆地背景的大地构造解释应以现代板块构造理论为依据。

（一）大陆和克拉通

板块构造把地壳分为大陆壳和洋壳，它们都是稳定岩石圈的一部分。一般说来，大陆板块就是克拉通；中新生代的大地缝合带才是活动带；老的大地缝合带在大陆拼合的过程中已转变为新克拉通即年轻地台，如我国准噶尔盆地。这是地壳演化的主要趋势方面。另一方面，大陆板块也会出现分裂瓦解，称之为活化。此外，有的古生代大地缝合带，由于缺乏大

量岩浆岩的"焊接"，没有完全克拉通化，并在后来的地质历史时期继续活动，依然保持活动带的某些特性。这种情况在我国境内表现得十分明显，如天山、昆仑山、秦岭等。

某些中新生代的大地缝合带，在一定条件下也可以固结硬化成稳定陆壳，即新克拉通。最典型的例子是东南亚的巽他大陆（Pieters 等，1987），其成因是由于白垩纪末和古新世初大量花岗闪长岩侵入（Van de Weerd 等，1987）。此外，在地壳的演化过程中，洋壳区内海底火山上升堆积，最后成为包括花岗岩体的陆壳，如冰岛那样；陆壳碎块因强烈下沉成为大洋中的海台而逐渐洋化，如印度洋中的马斯克林海台，都是实际存在的。

（二）板块的离散与聚敛

这是板块活动的两种基本方式。假设地球表面积不变，板块的俯冲和扩张变量应相等。但实际上，非洲大陆从两侧至内部，中新生代以来都是扩张背景。所以，我们相信地壳表面积是因热膨胀而扩大的解释。

原则上讲，大陆离散分裂，除了产生若干大陆板块外，也会出现相当数量的小碎块。在聚敛过程中，这些小的碎块将拼嵌在活动带中，陆块的聚敛往往形成碰撞推叠而不是俯冲消减。

（三）聚敛边缘的挤压和拉张

当聚敛的板块作 B 式俯冲时，虽然对应侧有时会出现向大洋掩冲的刮出仰冲带，由于有海沟充填深水沉积物作为滑动剂，加以洋壳密度大于陆壳，所以向对应的大陆不一定发生挤压，而是可以成为拉张聚敛边缘，如秘鲁的智利海沟（Aubouin 等，1986）。俯冲板块消减至一定深度溶融，岩浆上升喷出地表形成大陆火山带，并伴生火山裂谷（图 2–5 上）。岩浆活动进一步发展，弧后因拉张分离可形成具局部洋壳的边缘海扩张带（图 2–5 中），这在西太平洋最为突出（Seno，1986）。只有当聚敛板块中一方所携带的陆壳块体或地体因洋壳的不断消减而与对应板块直接碰撞时，才转变成挤压聚敛边缘，在地壳表面，出现区域性挤压应力场。推挤力的大小应与该块体的体积和携带板块的动量成正比。一般来说，小型地体的碰撞对原地板块只起局部的增生和推挤作用，而大型陆块的碰撞，往往引起弧后大陆边缘的 A 式俯冲（图 2–5 下）。这种模式，Bally（1980）称之为巴尔干型。当推挤作用达到极限时，常常使原来大陆边缘的地壳发生推叠而引起大规模的重溶性花岗岩化作用，直到

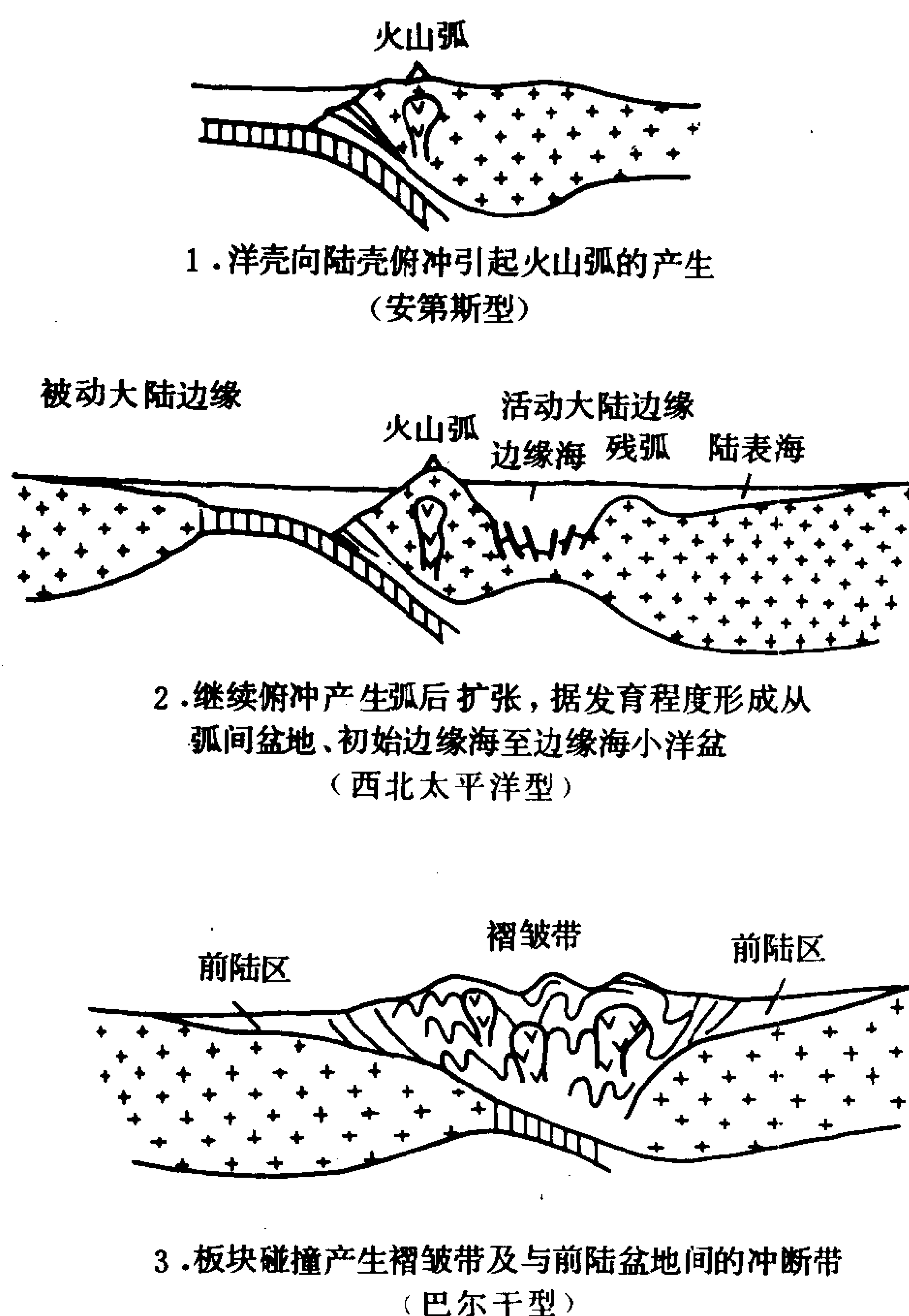


图 2–5　聚敛板块的构造演化模式图

该段大地缝合带发生一定程度的刚化。板块碰撞以后，如果该俯冲板块继续向聚敛方向活动，就会在碰撞陆块或地体的后缘发生新的破裂，恢复洋壳俯冲的拉张聚敛边缘。从洋壳俯冲到产生火山弧以及弧后的扩张，都有一个时间的滞后过程。

（四）陆块碰撞造山和掩冲带

当陆块相互碰撞时，在区域挤压应力场波及的范围内，地壳表面的地层必然会产生冲断褶皱上升的挤压变形，形成通常所称的造山运动。因碰撞引起的陆壳俯冲称为 A 式俯冲带，既可见于碰撞陆块的前陆边缘，由 B 式俯冲带转变而成，也可出现于被碰撞陆块的弧后前陆边缘。形成 A 式俯冲带的原始构造背景为大陆架至大陆斜坡的被动大陆边缘沉积，在碰撞推挤作用下发生大规模向稳定陆块方向的滑脱掩冲变形，伴随有前渊型的厚磨拉石粗碎屑岩相沉积。

此外，在大型碰撞作用造成的区域挤压应力场范围内，沿着一些以往的构造薄弱带，还可以产生一系列卷人基岩的冲断带。它们往往构成强褶皱带或变质基岩与新生沉积盆地的边界断层。当某些新生盆地边缘沉积层序中有强弱相间的岩层组合时，同样会产生某些滑脱型的构造，但本质上是基底冲断而不是沉积层中间的滑脱掩冲，有的可能是早期张性正断层的倒转，与大陆边缘无关。此类冲断带在我国西部特别发育。

（五）转换断层和走向滑动断层

转换断层是三种板块边界形式之一，多数出现在洋中脊并呈近正交分布。这种断裂如果发生在陆上或者转变成为碰撞边界，就成了走向滑动断层体系。但是陆上的走向滑动断层也可以起因于大型陆块碰撞，如 Tapponnier 和 Molnar（1976）提出的那样，在对应侧按滑动线场理论发生。无论转换断层或走向滑动断层，其特征都是近直立的破裂面，所以由转换断层转化的碰撞带一般没有共生的火山岩带，而且也没有形成大规模的冲断。

在陆上，由于这类破裂带的走向与运动方向呈斜交，构成破裂带两侧之间相对活动呈张扭与压扭共生的组合关系。在拉张部分往往产生拖离（pull apart）盆地（crowell，1973）。此外，区域走向滑动断层带受相邻陆块作用力强弱彼此消长的影响，不同历史时期可发生左旋与右旋的互换，从而出现压扭优势与张扭优势的交替，如郯庐断层（朱夏，1982）。

二、中国大陆核心组成和中间地块的成因

中国大陆的核心组成有中朝、扬子和塔里木三个老克拉通台块。作为中朝陆块主体部分的华北地台于大约 17 亿年前的早元古代末克拉通化，包括了阜平群变质杂岩、五台群和滹沱群的沉积变质岩层序。它们一般被认为是劳亚大陆的碎块。扬子地台多一套属于中晚元古界的板溪群或昆阳群浅变质岩，于大约 7 亿年前的晚元古代末克拉通化，公认是冈瓦纳大陆的一部分。关于塔里木地台的归属，最近塔北隆起上的钻井证实，下古生界以下为中晚元古界的浅变质岩。因此，可以确认，塔里木地台最后固结时期为扬子旋回末，它与扬子地台一样，于 7 亿年前最后硬化，属冈瓦纳大陆在早古生代分离出来的块体。

在冈瓦纳大陆尚未固结硬化成整体的时候，劳亚大陆已经出现了部分中晚元古代相当蓟县系和长城系的地台型盖层或坳拉槽型的沉积层序。它们在华北克拉通上同样存在，而不见于塔里木和扬子区。

如果说晚元古代世界诸陆块第一次形成一个古联合大陆（Pangea E）的话，那么进入古生代，这一古大陆开始解体离散，华北、塔里木和扬子三个块体分别从劳亚和冈瓦纳大陆中分解出来，而且彼此以海槽分隔（图 2-6）。在大陆解体中还产生一些条带或块状小碎

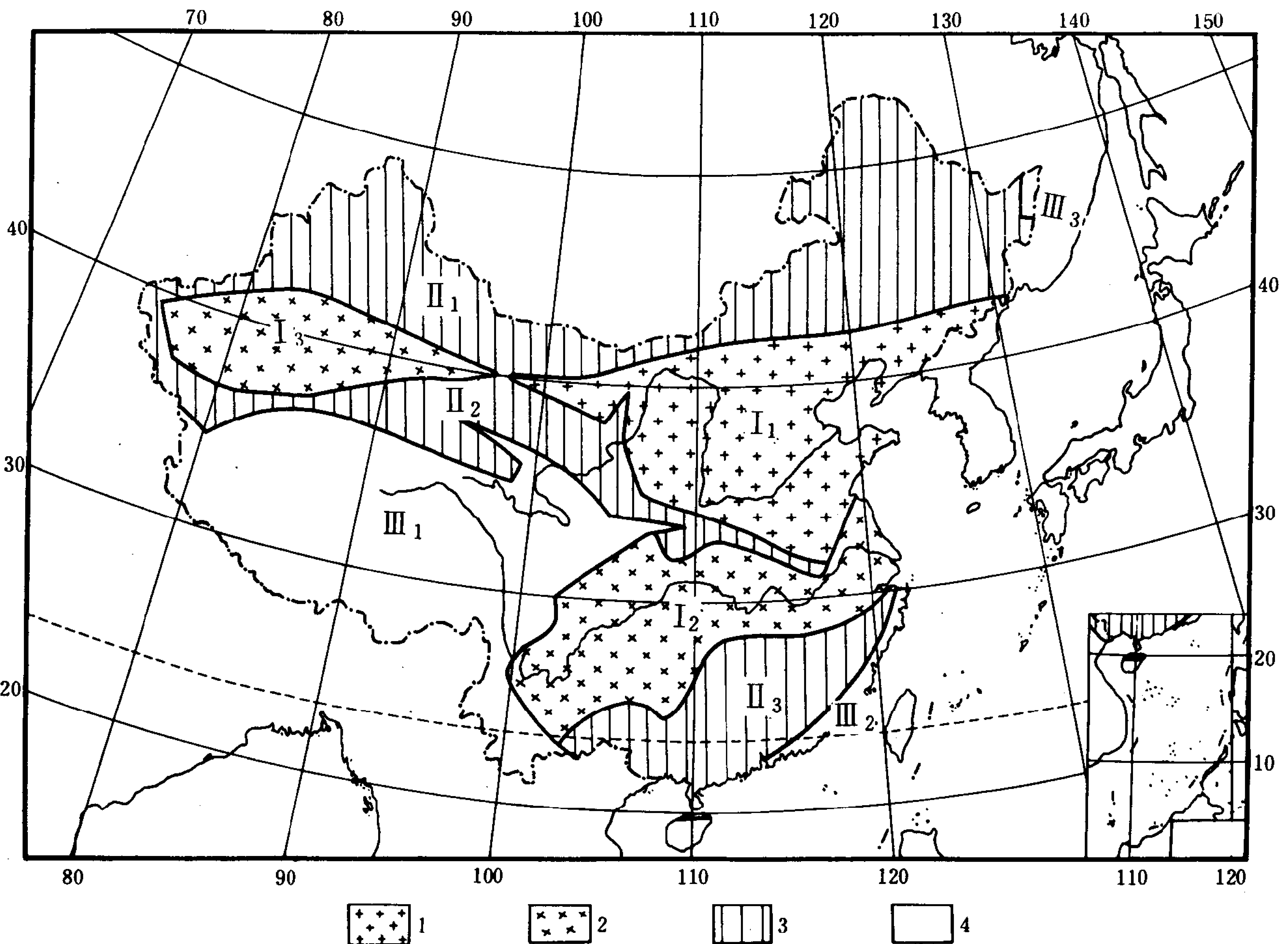


图 2-6　中国大陆前中生代的构造格架

陆壳区：1—劳亚大陆碎块；2—冈瓦纳大陆碎块；Ⅰ—老克拉通陆块：$Ⅰ_1$—中朝（华北）；$Ⅰ_2$—扬子；$Ⅰ_3$—塔里木；3—古生代增生的大陆；$Ⅱ_1$—海西旋回拼合的古生代海槽沉积区：$Ⅱ_1$—天山—蒙古褶皱体系；$Ⅱ_2$—昆仑—北秦岭褶皱体系；$Ⅱ_3$—华南褶皱体系；4—海洋或大洋区过渡性地壳和洋壳区：$Ⅲ_1$—古地中洋；$Ⅲ_2$—库拉洋；$Ⅲ_3$—锡霍特—阿林海槽；注：各单元位置都不作复原处理

片，可称作地体。它们面积有限，并且镶嵌在活动带中。其上覆沉积岩具有海相台地型的沉积特征，同时，在拼合过程中又受相邻的深海槽沉积挤压的影响而严重变形，我们把这种小陆块看作是活动带的一部分，而不是大陆的核心组成。

有些大型沉积盆地，如准噶尔、柴达木、松辽等盆地，由于航磁测量发现它们深处存在磁性岩体，有人认为是老的克拉通块体。实际资料说明，花岗岩化的克拉通不一定具强磁性，而磁性岩体的形成往往与地壳深部或上地幔的岩浆活动有关。它们的形成时代，可以有老、中、青的变化。岩浆作用形成的岩体不同于沉积岩的序列，不能以深浅定时序。现代地质动力学解释盆地的沉降，往往与深部磁性岩体的形成相关，正好说明地壳内部发生热力学的岩石矿物调整作用。更确切地讲，深处磁性岩体的发生和形成，可以由盆地下沉的时代来推断其新老。所以，我们判断大型盆地的基底结构，更着重于盆地沉积层下浅层基底的岩石组成结构和变形、变质特征，以及上覆沉积盖层的相态和时代确证。

三、中国大陆的形成过程和基本结构

属于劳亚大陆碎块的华北陆块以及属于冈瓦纳大陆碎块的扬子和塔里木陆块，在早古生代初分别从各自的大陆母体中分裂出来，成为独立的、被海水所淹没的台块；出现于早期的地中洋内，四周则为深海槽所环绕。海台上沉积的主要是陆表海的浅水碳酸盐岩，海槽区则为边缘海至深海槽的浊积岩和海底火山碎屑岩。在海台区之间的海槽内，发育有若干小片陆块和火山岛。

志留纪后期，区域性的大陆分解离散过程逐步转变成为聚敛拼合的阶段，使得陆块开始增生加大。到晚石炭世至早二叠世，先是华北以北的蒙古、天山海槽体系关闭，因华北陆块与西伯利亚陆块碰撞而逆转成为褶皱山系，继而秦岭海槽体系由于扬子、塔里木陆块与华北的拼合碰撞而逆转成为山系，海水自东而西退出，整个华北至新疆形成一个统一的大陆块体。这个大陆块，从二叠纪或晚二叠世起，成为陆相沉积区。

扬子陆块南缘，虽然从加里东旋回以来不断向南增生，然而没有大型的碰撞作用造成区域性的分隔山系，所以它仍受古特提斯海侵的影响。在这个扩大了的大陆上，晚古生代仍然是陆表海的沉积区。直到中生代，大陆外侧有更强烈的块体碰撞作用发生，形成区域性的褶皱山系使与海洋分隔，才全面转变成陆相沉积区。

为此，可以得出两种不同的概念：一种是大陆地壳分裂后再次拼合增生扩大概念；另一种是陆块表面沉积由陆表海转变为大陆内部沉积体系的概念。前者使陆壳扩大，后者形成陆相沉积区。但形成大陆地壳并不一定会产生陆相沉积盆地，这里还需要有一定的大地构造背景条件和全球海平面升降变迁相配合。华北区中晚石炭世时的大范围海陆交替相沉积，以及扬子、华南区二叠纪中期的短暂区域性海退，可以看作是受海平面升降变迁的影响。

虽然在古生代晚期，中国大陆的基本格局已经形成（图 2-6）。但是，自二叠纪开始的陆相沉积体系，局限于昆仑、秦岭以北。具有重要意义的是西北角的准噶尔，经海西旋回后形成一个年轻的克拉通块体。在后来挤压背景作用下，周围褶皱山上升，这一块体则相对下沉而成为一个内陆盆地。该盆地周边出现的石炭系（包括下二叠统）火山碎屑岩和海西期的花岗岩体，表明这里并非是晚古生代时的稳定陆壳组成。所以，我们宁可设想这个块体是经历海西运动后形成的，而不是早已存在的。

四、中国大陆形成后的增生和改造

中国大陆的基本构造格架自海西运动初步成型后，由于两侧大陆边缘的离散和汇聚的交替变动，使得大陆区构造面貌发生相应的变化或改造。当大陆边缘处于离散的分裂阶段时，大陆内部早期的活动带上会出现一些差异块断形成的内陆河湖相沉积盆地。当大陆边缘处于汇聚阶段时，如果只是洋壳向大陆俯冲，则形成火山弧和伴随的弧后及弧间拉张盆地；如果俯冲发育成为地体与大陆的碰撞，大陆地壳受到挤压，就会产生逆冲和岩石圈的堆叠，伴随重溶岩浆活动，在原来的克拉通边缘出现以上覆沉积岩层序掩冲滑脱为主的 A 式俯冲（图 2–7），造山前缘则出现主要为陆相磨拉石堆积的前渊。

（一）西南边缘青藏地区的增生及其影响

从中华人民共和国 400 万分之一地质图上可以看到，印支运动以来。自昆仑褶皱系向南有两条明显的火山岩发育带，而且均以安山岩类为主。北面一条相当玉树义敦褶皱带，属晚三叠世的火山弧。南面一条相当拉萨褶皱带，是白垩—早第三纪时的火山弧。这两条火山弧可能代表当时各自的特提斯洋壳持续向北俯冲的产物；弧后海槽的关闭则表示俯冲发展到碰撞的结局。所以，这里中生代时至少有两次碰撞作用，它们对老的活动带以及相邻的老克拉通区都发生深远的影响。前一次是羌唐块体的碰撞，主要发生在晚三叠世后期，使老特提斯关闭，形成了印支褶皱系，包括松潘、甘孜、三江和秦岭南侧。这一碰撞挤压还使华北和扬子地台西侧包括鄂尔多斯盆地的西部边缘带及四川盆地西北缘的龙门山区发生 A 式俯冲，伴生上三叠统前渊型厚的粗碎屑岩楔状体（磨拉石）的堆积。与此同时，华北地台区由大陆冲积平原型沉积转变为差异沉降的隆起和盆地相间，而在扬子地台上从此海水普遍退出。后一次是印度大陆的初期碰撞，发生在白垩纪末至早始新世，使前面的 A 式俯冲进一步向地台方向推进，也伴随有陆相砾岩的堆积，同时形成唐古拉褶皱系。

两条碰撞带之间，从昆仑褶皱系南部至喜马拉雅，侏罗白垩纪的海相沉积和古生界的褶皱成条块状相间出现，表明这一带的特提斯海并不是一个统一而广阔的洋壳，而是包括了若干个以古生界褶皱岩系为主体的海台或岛屿，有一个逐步增生拼合的过程（见图 2–7）。一般认为从班公湖至怒江断裂是侏罗纪末拼合的一条缝合带，使拉萨块体发生碰撞。印度大陆和中国大陆的碰撞，虽然在早始新世使特提斯洋彻底关闭，但更强烈的碰撞作用发生在晚第三纪，形成喜马拉雅褶皱和向印度克拉通的 A 式俯冲。南侧前渊是山系以南的恒河平原。

中新生代中国大陆西南缘昆仑褶皱系以南的增生拼合体系，不但影响中国西北部，而且向东已经波及到与老克拉通西缘相接的 A 式俯冲带。例如在白垩纪，鄂尔多斯盆地南缘的秦岭北侧出现向渭北的掩冲和冲断滑脱。晚三叠世，随着印支地区掸邦地块的拼合，使得从四川盆地西侧经楚雄至思茅兰坪，向南一直延续到泰国呵叻盆地，出现一个近南北方向的连续的沉降带，沉积了从晚三叠世至早第三纪初的很厚的红色陆相碎屑岩系。这一沉降带直到早第三纪中期，因进一步受到挤压而破坏瓦解。中新生代的这一系列变动，对于中国西北的古生代活动带，主要促使它们复活块断形成各种陆相山间盆地。在此期间，区域应力场则是压性与张性的相互交替。这一特点，近年来已逐渐得到构造地质学家们的重视。最后，晚第三纪时，由于印度板块强烈碰撞的严重影响，才使整个中国西北部的构造突出了挤压变形。

（二）东北地区的改造和变动

我国东北地区包括内蒙东部，经海西构造旋回，已经因中国大陆和西伯利亚大陆的拼合而成为欧亚大陆的组成部分（图 2–6）。晚三叠世至侏罗纪时，大致以现今的鄂霍次克海西

部的海湾为中心，出现一个三叉裂谷体系。该体系的主带是南北向的锡霍特阿林深海槽。其不发育的一支，沿原来加里东褶皱和海西褶皱的分界线向西南方向延伸，海水循此裂陷侵入大陆，逐渐被很厚的陆相沉积所充填。苏联学者称这一不发育的一支为蒙古—鄂霍次克（中生代）褶皱带（Щатский，1957）。在中国境内的部分，即黄汲清所称的那丹哈达褶皱带和上黑龙江褶皱带，正是这两条活动带，夹持了我国的东北和内蒙东部地区。

随着海槽由离散转向聚敛，发生向中国大陆的地壳俯冲，形成区域性的从中侏罗世到早白垩世的大陆火山带，伴随着出现一系列张性的弧间盆地。盆地中堆积了间夹火山岩的河湖相碎屑岩。最后，在早白垩世末，东锡霍特阿林岛弧火山带发展为碰撞，在此背景下出现一些区域性的压性变动。

锡霍特阿林海槽带的西侧是一些与海槽方向斜列的走向滑动断裂体系。其向南延伸是郯庐断裂系，在东北称为依兰—伊通断裂带。晚中生代时，它具有左行压扭的特征。根据地质矿产部 HQ13 测线的资料，岩石圈向西加深，晚中生代时沿此带西侧出现的大陆火山岩带，可能与此体系的俯冲相关。

经过中侏罗世末至早白垩世初的碰撞变动以后，东北地区除郯庐走滑体系外，转化为新的克拉通区。随着强烈的热动力事件，深处形成的地幔垫冷却收缩而导致地表下沉，出现了巨大的松辽盆地。据该盆地深井资料，基底有火山岩系、花岗岩及浅变质岩，已测定的同位素年龄是 100～200 百万年以前，主要是 130～150 百万年。这充分说明盆地下沉前存在巨大的热力事件。到了第三纪，新生的沉积盆地主要受郯庐走滑体系转变为左行张扭滑动的控制。

（三）东部边缘中生代时的增生和碰撞

一般公认，中国大陆东部演化是从扬子克拉通向东南方向增生的连续过程，而且在海西旋回后，大体已经拼合完成。然而现在有许多迹象表明，这里在中生代时同样发生拉张离散和会聚挤压的交替过程。

晚二叠世至早中三叠世时，中国大陆的东南沿海，相当现在的下扬子到右江一南盘江地区，出现了一条边缘海性质的沉降带；水深向西南方向加深，直到南盘江具有某些洋化的特征。这一边缘海带如何关闭和褶皱，说法颇多。十万大山地区及附近一带存在印支到燕山期的大片花岗岩，凭祥到玉林一带散布的三叠系至侏罗系的中酸性凝灰岩和熔岩，以及中生界十万大山群巨厚的陆相碎屑岩系，说明在晚三叠世后期转为碰撞。能否这样设想，把云开山作为印支运动碰撞到中国大陆上的一个陆块或地体，把十万大山看作是碰撞前的弧前盆地，经碰撞后成为巨厚陆屑楔形体堆积的前渊区。碰撞作用促使弧后的右江—南盘江盆地转化为印支褶皱带。这一条碰撞前的 B 式俯冲带大致位于云开山的北缘（图 2-7）。最近从广西合浦盆地的地震反射横剖面中可以见到盆地基底中存在北倾的反射强界面系列，也许是原始 B 俯冲带及其伴生冲断带遗迹的反映。

在华南褶皱系及上、下扬子区，虽然从雪峰山以东至下扬子区普遍发育冲断构造和印支燕山的重溶花岗岩，还有扬子地台东南边缘区众多的滑脱褶皱，充分表明了板块或地体碰撞作用所引起的地壳缩短，但拼合线的位置仍不容易确认。如果把闽浙晚侏罗世的大陆火山岩带看作是洋壳俯冲的产物，那么现在的东海大陆架区很可能是当时库拉洋上的一个地体，在早白垩世与中国大陆碰撞。台湾西海岸井下有海相早白垩世地层，不久前又在浙江象山港发现侏罗系的海相沉积，可能就是存在这条碰撞缝合带的旁证。它的位置，按李春昱等（1982）的意见为常乐厦门断裂带，沿该带有许多蛇绿岩体。但是在这次碰撞以前似乎还应

有一次碰撞事件。广东的莲花山地区（惠阳、紫金与汕头等）存在晚三叠至早侏罗世的海相类复理石，任纪舜等（1980）及王鸿祯等（1985）都看作是中生代的褶皱带。此外，在福建的漳平、大田地区也见到海相的上三叠统。把两地出现的海相地层联系起来，推测沿中山至紫金和丽水至漳平的断层带可能是晚印支至早燕山期的碰撞带，只是后来被晚侏罗世的大片火山岩系所覆盖而变得难以辨认了。如果上述解释成立，也许可认为晚古生代的东南沿海褶皱系直到中生代末才与中国大陆合拼，或者这一缝合带在早中生代曾经分离裂开，后来才又汇聚弥合。至于绍兴—江山、玉山—萍乡断裂系作为扬子地台与加里东褶皱带的缝合带，应早在加里东运动期合并，在后期的碰撞过程中，只是进一步破裂挤压变形。

云开北侧和紫金至丽水的印支期碰撞拼合带，不但使中国大陆东部边缘增生扩大，并且与西南羌塘陆块的拼合相呼应，使南中国大陆从此进入陆相沉积体制的时代。此外，由于紫金至丽水拼合带本质上是古特提斯的转换断层边界，在向陆一侧见不到与 B 俯冲伴生的大陆火山带，拼撞后的挤压作用也不是太强烈。相反，长乐厦门缝合带虽然其拼合时代更晚，但其从 B 俯冲到碰撞的地壳缩短和推挤作用都十分强烈，不但大陆火山岩带发育，并且使从雪峰山至沿海的整个东南地区，所有的前白垩纪沉积岩或盆地发生严重的挤压破裂和变形，同时因岩体的滑脱堆叠形成大量重溶型花岗岩。由此可见，尽管这两条大陆增生拼合带具有相同的方向性，却具有不同的早期构造活动属性。印支期趋向于转换边界性质，燕山期的则是 B 式俯冲聚敛。所以，其拼合期碰撞作用的影响差异很大。

华北地区在三叠纪末，因郯庐走滑体系的活动而使稳定的克拉通破裂，并出现中晚侏罗世以及局部早白垩世的火山活动。

伴随着上述的多次构造活动，使得无论是原来的克拉通边缘区，或者是早期的古生界褶皱带，都多次发生褶皱和冲断叠覆，并在此基础上形成一系列块断盆地，而在火山带则形成张性的弧间盆地。

（四）东南沿海新生代时的构造格局

中国大陆东南部经过早、晚中生代两次碰撞，因地层重叠导致地壳加厚深部重溶，至晚白垩世特别是到了新生代，已完全固结硬化成为一个整体，所以现在区域莫霍面深度反映为 35～40km 的正常克拉通地壳。在此基础上，无论是位于原来老克拉通之上的渤海湾、苏北与江汉盆地，或在以前古生代活动带上的南襄和北部湾盆地，都是在第三纪时，因深部地幔垫上拱或地壳层离产生的低速层的蠕散作用，而形成的一系列裂谷盆地。

沿海地区存在南北两种构造格局，以台湾的纵谷走滑碰撞带为界。北部大陆边缘包括东海大陆架外沿、冲绳海槽、硫球岛弧和海沟的拉伸聚敛边缘体系；南部则包括珠江口大陆架，南海小洋盆及南沙、西沙等若干海台的离散大陆边缘。北部，因晚第三纪时菲律宾板块向西朝大陆方向作 B 式俯冲，形成硫球火山岛弧，岩浆上升作用进一步使岛弧分裂下沉产生冲绳海槽。所以，冲绳海槽是典型的从弧间裂谷发育起来的初始边缘海，其南端拉张轴部，海底取样发现存在枕状玄武岩，表明已开始向小洋盆方向转化。

但是，东海大陆边缘是否在中生代晚期就已经转移到现在的位置，或者同样经过数次后来的拼合才完成，这是一个涉及到东海大陆架演变和基底构成的问题，也关系到新生代陆相盆地的形成条件。据陈培源（1974）的论述，长乐—厦门断裂带以东的马祖群岛，其火山岩和岩浆岩系年龄均为 100 百万年左右，相当早白垩世末；金门的全岩样年龄为 165 百万年。江博明等（1986）指出，台湾大南澳片岩杂岩为 240～200 百万年，八重山变质岩为 195～174 百万年，个别花岗岩中的锆石年代达 1700～1000 百万年，但花岗岩又只 100～90 百万

年。温东坳陷中的温州6-1-1井和灵峰1井的变质岩年代也是125～115百万年。由此可以认为包括台湾的东海基底是二叠纪以来或后海西期的沉积，经历了以早白垩世末为主的多次构造变动事件。个别古老的年代则如江搏明所解释的是在花岗岩浆产生过程中混入了古老的地壳成分。我们设想这一事件所产生的拼合带，大致相当东海大陆架的西缘断裂带，北连对马断层带，西南延伸接福州凹陷南侧的第三系西北倾正断层。此带以西至少包括福州凹陷和台湾以西的南段，地震和钻井资料证明存在上白垩统海相沉积。

值得注意的是，台湾中央山脉的下第三系和硫球群岛北段和中段海相的始新统都已变质和强烈变形，发育有东南倾的均斜褶皱和冲断层。另一方面，位于台湾海峡的澎湖隆起和彭佳屿台地上，古新统主要是安山质和玄武质的溶岩和火山碎屑岩，西湖坳陷西侧平湖构造井下见到52～42百万年的火山岩。联系这两方面的材料，可以推测出沿东海大陆架东缘的断裂带是早第三纪末的增生拼合带。只有在经过这两起构造事件后，东海大陆边界才转移到硫球群岛外侧，并因菲律宾板块向西作B式俯冲形成弧后拉张的冲绳海槽。考察菲律宾板块的扩张方向，早第三纪时呈北北东—南南西向，晚第三纪时才改变为近东西向，所以朱夏和陈焕疆（1982）认为中国东南部大陆外缘，从中生代以来是特提斯的北北东向转换断层系列和东西向的扩张脊，基本上是正确的。不过，如第三纪时的菲律宾板块那样，扩张脊的方向也是可以转变的。似乎早白垩纪末的拼合仍具较明显的俯冲作用，而晚第三纪末的拼合则以转换断层性质占优势。反映在早期的火山岩浆活动和后期的挤压变形方面，存在较显著的差别，即转换断层拼合作用的火山活动和变形影响相对要小，并且更具局限性。

这种构造拼合关系，可以比较恰当地说明中国东部新生代以来的海陆相沉积的展布关系。在早第三纪碰撞拼合前，西部的弧后拉张裂开盆地带如温东坳陷，早第三纪以海相沉积占优势，更西的苏北就成了受海泛影响的陆相沉积盆地。拼合线附近的火山带上，以陆相火山碎屑岩沉积为主；东缘的弧前带沉积，则可推测为从陆相到海相的渐变过程。到了早第三纪碰撞拼合以后，才出现新的以陆相沉积为主的东海大陆架弧后前陆盆地带，到上上新世才区域下沉，被海水所淹没。

南海被动大陆边缘式的基底似乎相当复杂。西沙永兴岛的井下有前寒武纪的古老结晶基岩，东沙群岛附近则为燕山花岗岩，海南岛包括了南部主要为下古生界和北部属上古生界的变质沉积岩，并有大片中生代的花岗岩侵入体，珠江口沿海则存在晚中生代的火山岩。最近据国家海洋局的地震剖面资料，南沙海台新生代礁体覆盖之下是一组具东南倾折离面的复杂变形岩系。由此设想今日南海中的一些海台和群岛，在中生代末已经拼合成为中国印支大陆的一部分。但其东南边缘，从南沙以南沿加里曼丹西北缘，经巴拉望、吕宋至台湾中央山脉，仍为新特提斯的深海槽区。第三纪初，这一大陆边缘开始裂开离散出现许多边缘的陆相裂谷盆地，而其东南边缘则向異他陆块作B式俯冲聚敛。推测在早第三纪时，主要呈北东东向裂开。进入渐新世后，裂开作用加强并转变为南北方向，同时离散中心区逐渐洋化，形成南海小洋盆。中中新世时裂开作用停滞，进入区域下沉阶段，大陆边缘区广泛被海水入侵，使小洋盆边缘区的裂开盆地成为包括裂开期和飘移期的典型被动大陆边缘盆地。此区北端的台湾，因为在晚上新世有一小片吕宋火山带的地体与之碰撞，使得由B式俯冲转变为A式俯冲，出现了许多向大陆方向推挤的滑脱冲断层（图2-7）。

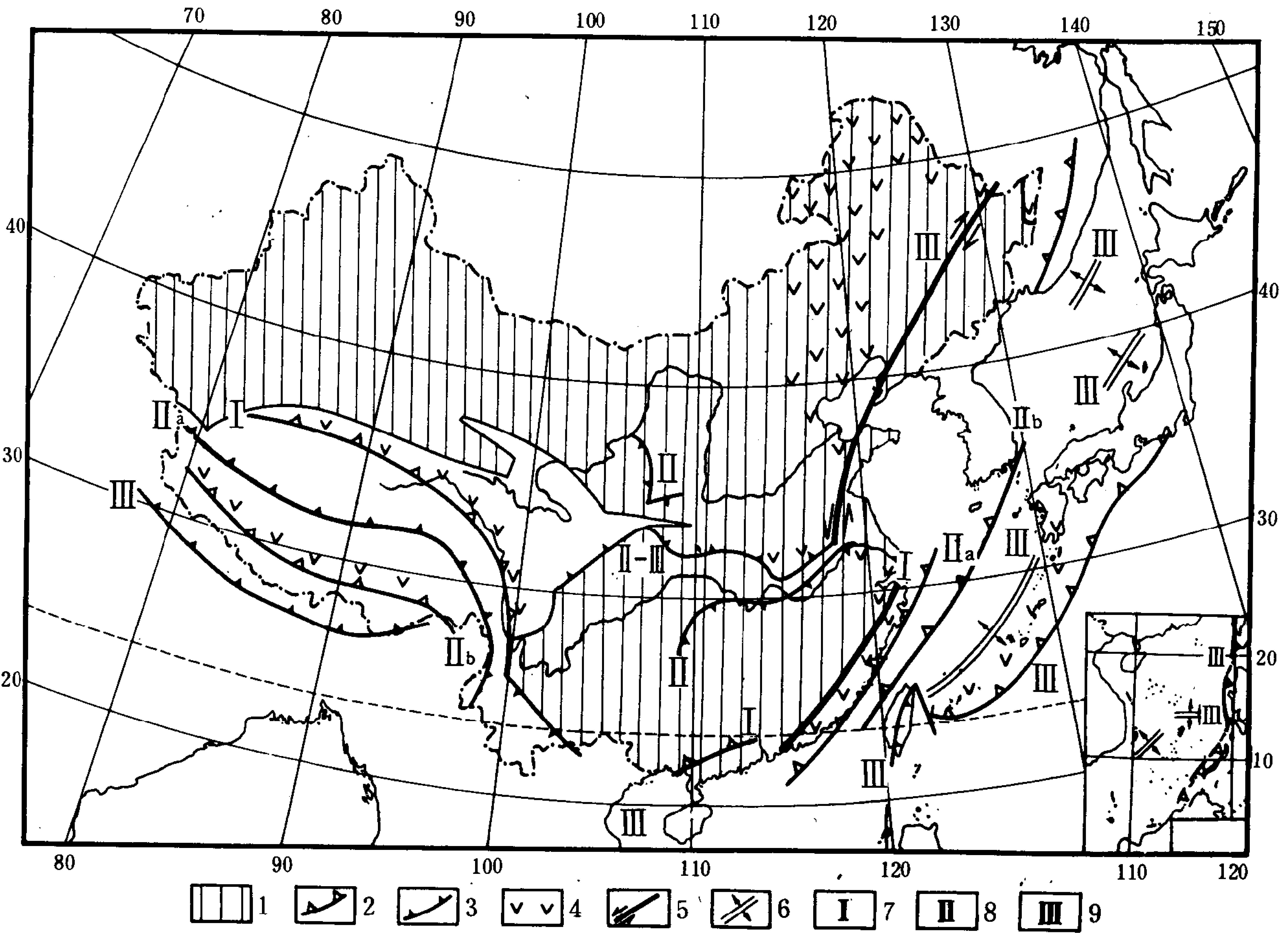


图 2-7　中国大陆中新生代时的增生体系图

1—前中生代大陆；2—B 式俯冲带；3—原来的大陆边缘转变为 A 式俯冲；4—火山活动带；5—走滑体系；6—晚第三纪离散中心；7—印支期；8—燕山期（a 早期，b 晚期）；9—喜山期

第三节　中国陆相沉积盆地的类型和含油气性

沉积盆地是控制油气田分布的基本单元。盆地的类型划分只有尽可能地反映形成油气聚集的条件，才能更好地阐明盆地与含油气性的关系。虽然我们在前面已经划分了陆相盆地的基本类型，但是具体盆地的类型归属，有时是一个复杂的课题。特别是那些叠覆在古生代海相沉积之上的盆地，Klemme（1971，1980）称之为复合或多旋回式盆地，上叠陆相沉积盆地并不一定与下伏的海相沉积盆地属同一种基本类型。此外，还有一些大型盆地具有多成因、多构造单元性质，讨论其盆地的基本类型时，更有其复杂性的一面。

关于我国的陆相盆地的类型，流行的观点是：西部为压性，东部为张性，中间具有过渡性。这实际上只是反映了近代最终的构造格局。以著名的郯庐走滑断层带而言，中生代以左行压扭为主，新生代时则以右行张扭为主。这种滑动方向的转换，充分反映中国大陆区域应力场的改变，也表明了印度、欧亚（中国大体上是欧亚大陆的一部分）和太平洋（包括以前的库拉）三大板块相互间活动强弱此消彼长之复杂关系。再如在华北克拉通，从燕山、太行到胶东，均可见到燕山期的酸性侵入岩体发育，还有相当普遍的火山岩和火山碎屑岩。显然，这一部分华北克拉通在晚中生代时已活化成为大陆火山带，丧失了克拉通的特征。所以，我们在区分盆地的构造背景时，不能完全由原始构造单元属性来看待。基础是古老陆块的华北，当在晚中生代一度成为大陆火山活动带时，在此期间形成的陆相盆地就不能因为是早元古代硬化的基底而仍作为克拉通内的盆地来看待。扬子陆块在早古生代至中晚三叠世与华南褶皱体系结合，成为一个扩大了的克拉通块体，但在印支和燕山两期构造碰撞作用下，不但产生了强烈的滑脱褶皱变形，还伴随大规模的岩浆活动。与此伴随的盆地构造背景也就失去了克拉通的特征，甚至有许多因变动强烈，已经失去了含油气盆地的意义。也许，这就是中国大陆构造的特殊性，从而造成原始构造体系和盆地构造背景的不一致性。作者虽然把盆地的构造背景分为：老克拉通、新克拉通、中新生代活动带和新生代大陆边缘四类（图2–8），但并不是所有在前寒武纪地台上的盆地都一定列入第一类，而是据盆地形成时的构造变形的具体条件而定。新克拉通上的盆地同样如此。

关于盆地的成因机制，我们也划分为四种（见表2–1，图2–9）。弯曲沉降和热力学导致的裂开沉降是当前国际上通常采用的概念。弯曲（flexural）沉降是指由于壳下流动或岩矿相态转变导致的膨胀与收缩，使地壳表面弯曲而形成隆起和盆地。热力学因素从岩浆活动性质可分为主动式的和被动式的两类。由于它们与大地构造背景相关，而在盆地类型划分中已经考虑了大地构造背景因素，就没有再在成因上加以区分。周边活动带上升而沉降也可称为中间地块式的沉降。盆地的形成不只是基底的下沉，更重要的是与周边山脉上升的重力均衡作用相关。周围边界断层所示的应力场既可以是张性的，也可以是压性的。由于活动带岩层与地块基底相比具有更大的粘性，很容易产生向地块盆地区发生重力扩展，使边界断层发展成为掩冲滑脱。这类盆地的成因，Bally 和 Snelson（1980）称之为中国型盆地，但并不是指中国的盆地都是中国型盆地。挤压或造山作用后的张弛和活化块断是一种地壳变动后的应力调节或改变，盆地沉降与热力作用无关。许多现象表明，此类盆地沉降发生于重大的陆块碰撞、挤压之后，在强烈上升冲断的基础上，因构造活动极性反转即张弛而滑落下沉的。这种盆地的张性边界断层，向深处往往拼入原来的犁式上冲断层的底面。此外，由于中国大陆处于三大板块的交汇处，无论根据滑移场理论或者实际调查结果，也无论是在以张性为主

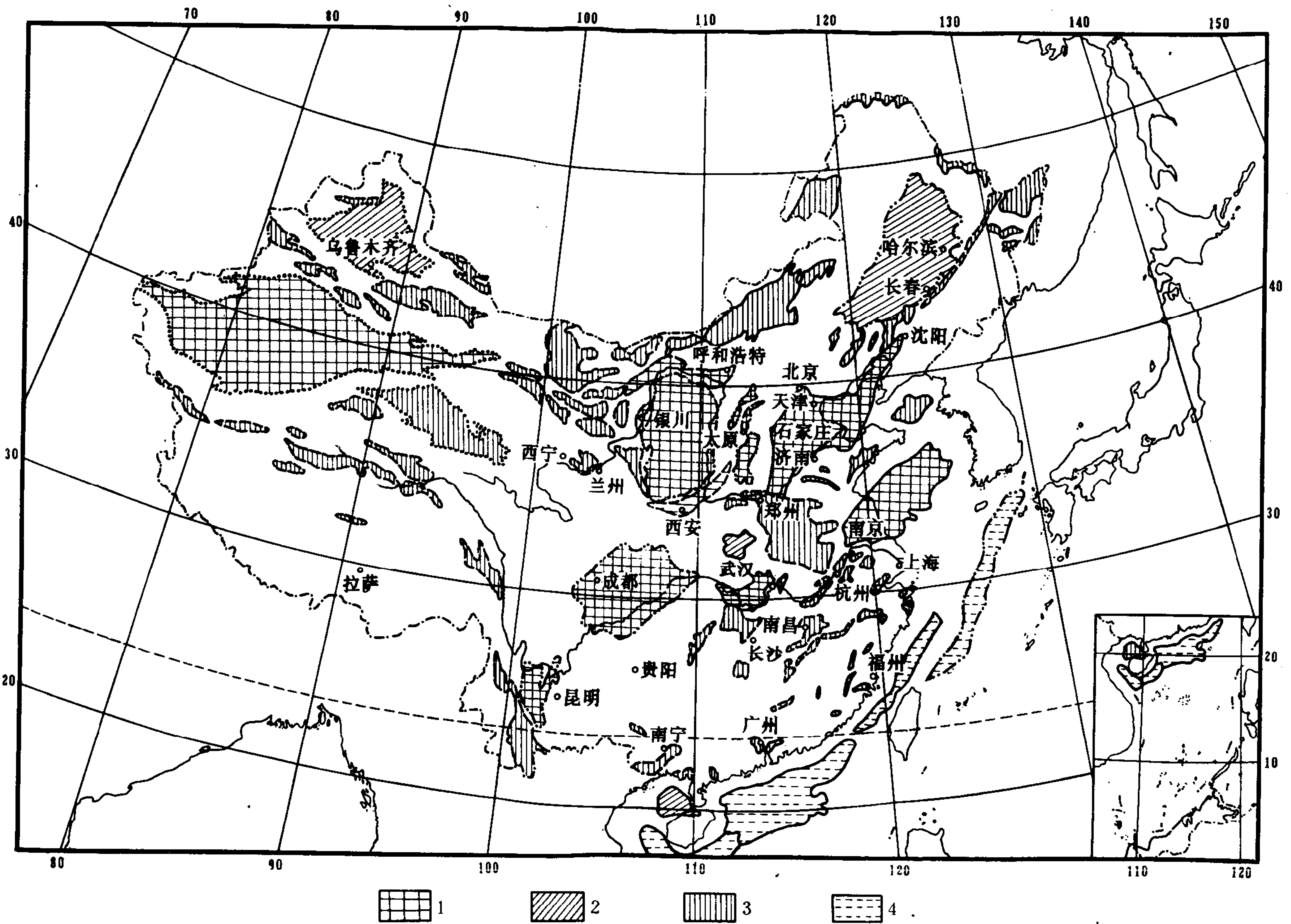


图 2-8　中国陆相盆地构造背景（底板结构）分类图
1—老克拉通；2—新克拉通；3—中新生代活动带；4—新生代大陆边缘

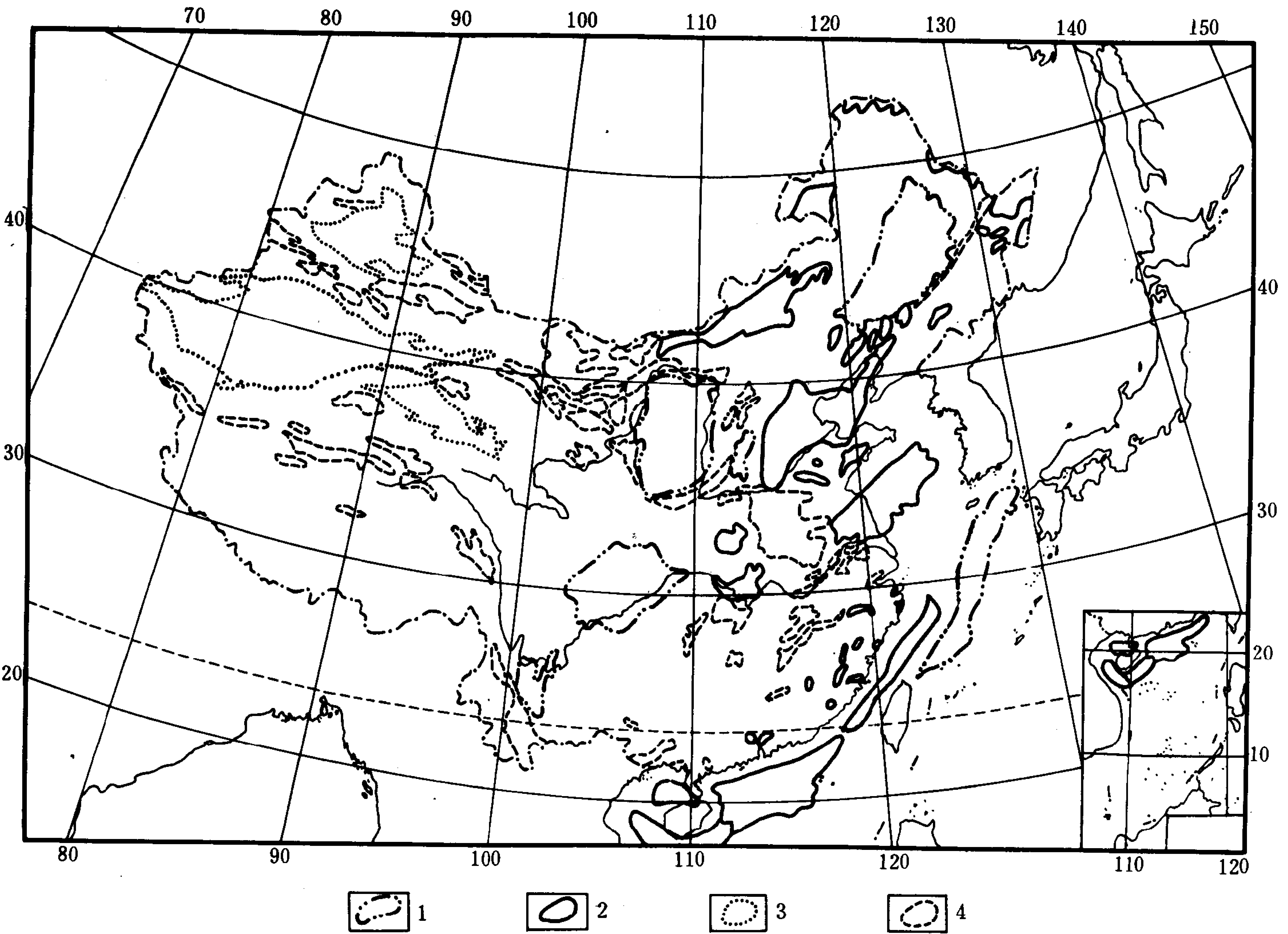


图 2-9　中国陆相盆地成因机制分类

1—弯曲沉降；2—热力裂谷；3—周边上升；4—张弛块断

或者以压性为主的应力场背景中，都有一定程度的走滑矢量，并且也可以区分出若干个盆地的沉降，主要与走滑体系的拉分或拖离相关。考虑到活化块断既可表现为以张性为主，也可显示压性构造占优势，这两种都未加区分；那么剪切作用起主导的盆地，暂时也没有独立成为一种特定的类型。

表 2-1　中国陆相沉积盆地分类

构造背景 / 成因机制	Ⅰ.前寒武纪结晶基岩（老克拉通）	Ⅱ.古生代褶皱带（新克拉通）	Ⅲ.中新生代活动带（包括克拉通活化）	Ⅳ.新生代大陆边缘
1.弯曲沉降	克拉通继承盆地（四川、鄂尔多斯、楚雄）	新克拉通沉陷复合（松辽）		弧后前陆盆地（东海）
2.热力导致的破裂沉降	克拉通内部衰亡裂谷（渤海湾、苏北、江汉）	克拉通内部衰亡裂谷（南襄）	大陆火山带弧间裂谷（二连、阜新、胶莱、三水）	被动边缘裂开期（珠江口）
3.周边活动带上升而沉降	克拉通山间复合（塔里木）	克拉通山间复合（准噶尔）	中间地块复合（柴达木）	
4.造山后的张弛或活化块断	克拉通块断（河套、银川、汾渭）		活动带块断（南华北、扶州、河西走廊、思茅）	

根据上述构造背景和成因机制的组合关系，对中国的陆相盆地进行具体划分如表 2-1。需要说明的是陆相盆地的基本类型划分和中国陆相盆地的分类，两者不完全一致。基本类型是从盆地的独立性质考虑的，不但注意到大地构造背景和成因机制，也重视它们的演化关系。而陆相盆地的分类则偏重于具体的盆地性质归属，特别是大型盆地具多旋回性，如按基本类型区分就要按一定的层序定性，从而会出现一个盆地因多种基本类型的叠合和组合关系，冠以许多类型名称。在目前条件下，多数石油地质界人士还不习惯把一个具体盆地归属多种基本类型的做法，虽然此种方法也许更科学和更有利于油气远景分析。为了既照顾习惯，又突出含油气盆地性质的主体，在国内盆地分类时强调主要产油气层序的盆地属性。比较这两种分类，在构造背景上，国内分类进一步区分了新、老克拉通，并把被动大陆边缘作为独立的一种背景，而基本类型划分则把剪切拖离形成的盆地单独对待。为了对照了解，在具体阐述国内各类盆地特征及其含油气性时，同时注记有关的基本类型或编号。

一、前寒武纪老克拉通上的盆地

此列盆地的前提是沉积层序覆盖在老克拉通之上。具体地说，位于华北、扬子和塔里木三个老克拉通陆块之上，然而排斥晚中生代陆块上发生褶皱和火山活动时期形成的盆地。

（一）克拉通继承性盆地

这类盆地的特点是沉积层序包括下古生界、上古生界和中生界，或者可以说具多旋回性。一般下部层序以地台广海型的碳酸盐岩为主，上部层序以陆相差异沉降造成的碎屑岩为主。因此，盆地的含油气特征为多时代的生储盖组合。根据所处位置有两种亚类。

1.第一亚类

是一侧邻近褶皱带的克拉通边缘盆地，典型的例子是四川、鄂尔多斯（陕甘宁）和楚雄等盆地。它们具不对称性，邻褶皱带一侧因挤压有中生代的掩冲断层和伴生褶皱，成为较窄的陡翼。习惯上这种盆地为前陆盆地，通常具中等程度的油气潜力，属二类油气远景盆地。目前已经证明生油层为古生界的工业性油气聚集，都存在于此类盆地中。这些盆地的陆相沉

积，在华北地区自二叠纪开始，在扬子地区从晚三叠世起，当它们开始转变为陆相盆地的时候，其沉积范围远远超越目前的盆地边界，具有一定程度的广泛性，而且其构造单元也不是单一的前陆。例如鄂尔多斯盆地：在二叠纪沉积时，东连山西，西通河西走廊；晚三叠世延长群至早侏罗世的延安组含煤岩系是盆地的主要产油层序，当时盆地的基本类型包括了西缘的克拉通边缘盆地型和内部地台区的沉陷盆地型。由于克拉通边缘盆地型沉积区在晚期燕山运动期间已转变成冲断褶皱带，所以现在的盆地主体实际上只剩下了老克拉通内部差异沉降期的沉积区。

2.第二亚类

是老克拉通中央盆地（沉陷盆地），典型例子是沁水盆地，形态呈碟状。由于燕山运动以来长期上升剥蚀，加以原来沉积时的过分稳定，油气潜力显然较差，为三类远景盆地，实际上至今尚未有工业性油气的发现。严格地讲，这是一种构造盆地，区内在沉积期间无盆地显示。

（二）克拉通内部衰亡裂谷盆地

这种衰亡裂谷盆地也称断陷盆地。根据板块学说，由于地幔垫或地幔柱的热上拱活动，使地表在构造隆起的背景上发生张性破裂，早期形成地堑或复式的半地堑系，通常称为裂开阶段，往往伴有基性岩浆的溢出活动。此时盆地内多为不补偿沉积，有发育的生油层以及蒸发岩。晚期地幔物质冷却收缩，裂谷衰亡，地面整体下沉，称为裂开后或洼陷阶段，主要属冲积平原型沉积。这种成因机制和层序组合使得早期发育块断构造，伴随生长断层的滚动背斜，然后是因塑性岩层上拱产生的刺穿型及似底辟构造，最后是各种披覆构造，组成多层次、多类型的圈闭。储集层则可以是前裂谷期、裂谷期以及洼陷期形成的各种孔隙或裂隙性岩石。这类盆地无论在国内外都已被证明具有良好的油气潜力。我国这类盆地都发生在新生代，从华北克拉通上的渤海湾盆地到扬子克拉通上的苏北和江汉盆地，都已发现相当丰富的油气。然而，这类盆地的油气资源潜力，应以早第三纪的裂开期沉积为基本单元。至今的勘探结果证明，在华北克拉通上的裂谷盆地比扬子克拉通上的裂谷盆地具有更好的油气潜力。无论如何，这类盆地的勘探风险性相对要小得多，属一类油气远景盆地。

（三）克拉通山间复合盆地

这类盆地的最大特征是克拉通上的沉积盆地被活动褶皱带的山脉所围绕。典型代表是塔里木盆地，其形态似菱形，四周褶皱山多沿断层冲向盆地。古生代海相地台型沉积之上为中新生代以陆相碎屑岩为主的沉积。由于构造活动对克拉通区域影响的局限性，使得中新生代的沉积层序和构造变形主要发育在盆地周围地区，并受新生代挤压作用的强烈影响，造成中新生代与古生代沉积和含油气前景的不协调。所以，这类盆地虽然同样有多套生储盖组合，而且已经证明具有很好的资源潜力，为一类远景盆地，但比前一类更加复杂。严格地讲，塔里木的陆相沉积从晚二叠世开始。此时它周围的海槽关闭，但未逆转成山，海水从中间台地区退出，基本类型属中间地块型，仍具有早期海台沉积的特征。中生代至早第三纪时，周围山脉升起，台块中央同时隆起，陆相沉积局限于南北两侧，成为两个对应的克拉通边缘盆地型盆地，晚期并受到来自中亚海侵的影响。晚第三纪时，全区又恢复为中间地块型。所以，它是一个以中间地块为基础格架的复合盆地。

（四）克拉通块断盆地

这是一种不同于裂谷的张性不对称地堑盆地。虽然同样在老克拉通之上，然而它们的成因机制不是因地幔热力上拱，而是在经历较强烈的造山压性变形以后，因应力松弛而出现张

性断块沉降所致（造山后断裂盆地）。与内部衰亡裂谷盆地的主要区别，首先是块断背景与原来的造山活动期有关，所以沉积的补偿程度高，一般缺乏良好的生油层；其次是前期不存在热力上拱，也就没有后期的冷却收缩洼陷，而且地温梯度偏低；第三是变形相对以单纯的块断为主。典型例子是银川、渭河和河套等新生代地堑，在它们的边缘还可以见到张性块断前压性冲断的遗迹。山西的汾河地堑系也属这一类型。一般来说，它们的油气潜力较差，特别是前面三个地堑，曾经作过不同程度的勘探。在河套地堑虽见到了一些油气显示，但至今尚未取得工业性的油气产量。所以，这类盆地的勘探风险性较大，只能属三类远景盆地。

二、新克拉通上的盆地

古生代至中新生代固结硬化的构造单元称新克拉通。从原始活动带转变为新克拉通期间，往往有一套被苏联学者称为中间阶段的沉积层序，其特点是发生在基岩活动褶皱期后和稳定化之前，呈垒堑相间的块断构造，沉积了碎屑岩与火山岩的复合沉积岩体，在西西伯利亚和土兰地台上都存在。

（一）新克拉通沉陷复合盆地

仅松辽盆地为这一类型的盆地。松辽盆地，十分类似西西伯利亚盆地，只是其形成时代稍晚。盆地的基底是海西褶皱，晚侏罗世至早白垩世初属大陆火山带弧间裂谷盆地，其岩层相当中间阶段的沉积，之后进入新克拉通的塌陷沉降期（塌陷盆地）。早期沉积受下伏垒堑构架的影响，然后渐次以克拉通内部的差异沉降沉积为特点。它与裂谷盆地在成因上不同，并有自己的特征：规模大而广，生油层发育在沉陷期早、中阶段，构造主要是受下伏垒块带影响形成的长垣，储集层较稳定。这些因素的组合形成了巨型油田，并使盆地无疑具有良好的资源潜力，属一类远景盆地。

（二）新克拉通衰亡裂谷盆地

盆地的生成时代和成因机制同前面克拉通内部衰亡裂谷盆地一样，只是基底属硬化后的古生代褶皱带。由于基底结构及其组成岩性的不同，虽然生油条件都基本一致，而且都是新生代产生的裂谷，但储集条件差异性较大。它们的资源潜力都较高，属一类远景盆地，但其丰度可能低于华北克拉通基底的渤海湾盆地，而高于扬子基底的苏北和江汉盆地。典型例子是北部湾和南襄盆地。

（三）新克拉通山间复合盆地

新疆的准噶尔盆地是唯一的这类盆地。虽然人们见到中国古生代活动带中的沉积岩系都已不同程度变质，但是在长期的地质历史中，往往不断复活，唯有准噶尔盆地经过早中石炭世至早二叠世的中间阶段沉积以后，成为一个延续到新生代的稳定的差异沉降盆地。所以，它的主要生油层是沉降早期沉积的上二叠统。盆地内部构造的基本特点也与松辽盆地相似。关键差别是形成时代的新老和区域构造背景的差异，尤其是中生代时，盆地周围被经常复活块断的古生代褶皱山所围绕。晚三叠世、早白垩世和晚第三纪三次受挤压影响，周边出现冲断带，后两期主要发生在南缘，伴生滑脱褶皱。侏罗纪时的区域性离散作用则造成了超覆沉积。由于这些因素，部分地区的中新生界具有生油气能力，它的含油气潜力更加可观。所以，准噶尔盆地作为一类远景盆地，其含油气远景预测具有更高的可信度。盆地的基本类型，晚二叠世为塌陷盆地型，三叠纪属中间地块盆地型，侏罗纪至第三纪为克拉通边缘盆地型。

三、活动带上的盆地

盆地产生时的构造背景是地壳的碰撞或俯冲活动带，或者是复活的老褶皱带，都属此类。

在活动带中不存在弯曲沉降形成的盆地，这是由盆地的基底或底板的活动性决定的。此外，古生代褶皱带上的块断盆地，由于背景从未完成稳定化的过程，所以仍归入活动带内。

（一）大陆火山带弧间盆地

此类盆地也可称为弧间裂谷盆地。当洋壳向大陆俯冲形成大陆火山带时，火山岩浆的上升活动导致地表的张性破裂。所以盆地期主要在火山岩浆活动晚期。中国大陆火山岩主要发生于中晚侏罗世，多数分布于东北至内蒙东部，并沿郯庐走滑断裂体系的西边至河北的北部分布。靠近郯庐断裂带和大兴安岭区更有早白垩世的大陆火山。此外，在下扬子和闽浙地区，发育晚侏罗世火山岩系。在此背景上，存在许多半地堑盆地。盆地充填沉积的底板是发育的火山岩、浅变质岩或其它较老地层。沉积层序中往往伴生火山碎屑岩，底部为冲积层，中下部为内陆河湖及沼泽相沉积，上部成为冲积平原沉积。由于源近流短，虽然也有较发育的生油岩，但相变急剧而储集层稳定性差，造成油气聚集的复杂性。构造主要为张性块断。晚期坳陷层序不发育，甚至根本不存在，视该盆地是否延续到第三纪而定。所以，此类盆地虽然有不少见到油流或油气显示，如二连、阜新、胶莱、三水等盆地，一般来说，多数盆地的油气潜力仍较低，属于三类远景盆地。如果盆地沉降延续到新生代，存在较明显的湖相层序，可能具有中等的潜力，成为二类远景盆地，二连和三水盆地具有这种条件。

（二）中间地块复合盆地

唯一的例子是柴达木盆地。其特征是周围属古生代的褶皱带，盆地内钻井揭露的基底为花岗岩、花岗片麻岩和各种变质岩。根据放射性年代测定，最老的花岗片麻岩为546百万年前，多数花岗岩为365～422百万年前，说明主要属早海西至晚加里东的岩浆岩体。跃进一号构造发现217百万年的辉绿岩脉，表明有印支晚期的影响。盆地的沉积盖层主要发生在早第三纪（中间地块盆地）。侏罗、白垩系存在于盆地西北边缘，主要是冷湖马海区（复活块断型），向盆地中间趋向消失，且呈不对称的压性半地堑分布（可能是由于后期受边缘山脉向盆地挤压冲断的影响）。上述证据表明，柴达木盆地这一块体，虽然形成于晚古生代早期，下沉却发生得很晚；不同于新克拉通上的年轻地台盆地，沉积发生在基底固结硬化以后。盆地沉积后的变动明显受沉积凹陷中心区泥质岩和蒸发岩层序的控制。在区域压扭性应力背景中，西部凹陷中心区构造特别发育，而且有典型的滑脱褶皱。这一盆地具有中等油气潜力，属二类远景盆地。

（三）活动带块断盆地

这类盆地主要形成于中生代的侏罗、白垩纪，有的稍早，有的略晚，一般面积都不大，并主要以断层作为一侧的边界。盆地内以河湖、沼泽相为主。由于成因是底板块断（包括成盆期前的沉积盖层），所以沉积物具有相变大和不稳定的特点。它们主要分布在两个地区。一处位于西北的古生界褶皱带内，典型例子是吐鲁番和河西走廊的酒泉、民乐（复活块断盆地型）；另一处位于扬子褶皱带至华南褶皱系之间的地带，典型例子有清江、抚州、赣州（造山后断裂盆地型）等。更有一处在三江褶皱系南端，如思茅—兰坪，主要是受沉积以后块断和褶皱冲断作用的影响，形成分隔独立的盆地。这类盆地一般地温梯度偏低，早期生储盖配置欠佳，晚期保存又不够理想，油气潜力有限，属三类远景盆地，勘探的风险性较大。

但是在下列两种条件下，油气潜力可以提高到中等程度，并成为二类远景盆地。一种是盆地持续发育到新生代，并且沉积中心叠合性强，使中生代晚期的生油洼陷与新生代的储盖层沉积配套，促进中生界生油岩的熟化，又有新生界提供相应的聚集和封闭条件，如酒泉盆地那样。另一种是在新生代时与走滑体系相伴生的块断盆地（剪切拖离盆地型），并且发育在早期构造隆起的背景上，因此具有类似新克拉通内部裂谷盆地的特点，只是没有洼陷期层序，如东北的依兰—伊通和广西的百色盆地，都已证明有工业性油气聚集。此外，对叠置在具有生油条件海相上古生界之上的断块盆地寄于远景希望，如句容盆地已在下伏海相地层中见到油流，然而，由于它们的复杂性，风险性仍甚大。

四、大陆边缘盆地

此类盆地都发生在新生代，位于现在中国大陆的边缘区，以台湾为界，北部为活动大陆边缘，南部为被动大陆边缘。

（一）被动边缘盆地

位于台湾以南的沿海大陆架区，第三纪早期发生裂开为陆相沉积（被动大陆边缘盆地），中新世起区域性下沉为大陆架海相沉积。通常前一阶段被称为裂开期，同新克拉通裂开盆地的裂开层序。晚期也称为漂移期，更确切地说是海侵期。这种格架使它们比新克拉通盆地具有更好的生油层、储集层和盖层条件。因此，油气潜力好，属一类远景盆地，典型例子有珠江口、琼东南和莺歌海盆地。

（二）弧后前陆盆地

台湾以北的活动边缘，在晚第三纪时，火山弧带因大陆拼合转移到了东海外缘，现在的东海地区本质上已成为大陆的一部分。钓鱼岛至五岛列岛隆起带以南（弧后区）的东海前陆盆地就是在此背景上产生的克拉通边缘型盆地。下伏早第三纪的盆地条件具有复杂性，主要是近海冲积平原河流沼泽相沉积。晚第三纪末或第四纪初，该区才沉没为陆表海。

在第三纪时，由于当时的大陆火山弧带在现今东海前陆西湖坳陷的西侧，沉积盆地可分为三带：西带只存在于南段，相当温东坳陷，属弧后裂谷盆地（被动大陆边缘盆地型），因主要为海相沉积，不是本文讨论的对象；中带为弧间盆地（大陆火山弧间盆地），一般破裂不发育，主要为不太厚的陆相火山碎屑岩沉积；东带推测为弧前盆地，位于西湖坳陷深处，目前在坳陷西侧井下见到的是陆相含煤岩系，预计向西南将逐步转变为海相沉积，很难确认属陆相盆地范畴。

第四节　中国陆相盆地的组合和含油气区的划分

含油气区（petroleum province）的意义比较笼统，Levorsen（1966）认为它是许多油气田以相似或者相关的地质环境分布的地区。对此，各人理解不尽相同。广义的分区把地层、构造和油气产状类似的一个地区称为含油气区，每一区都可以包括若干个重要的含油气盆地。狭义的含油气区只是指一个盆地，甚至是一个特定的构造单元，如某一个隆起和单斜带等。本文采用的是广义的分区。

长期以来，国内的习惯分区是以大地构造格架为基础，本文则更多地从盆地的组合关系入手，把具有相同沉积体系属同一类型的盆地归入一个含油气区。这样做的结果，首先是限定了时代，基本上只讨论中新生代的盆地，前中生代的格架都可看作是盆地的底板。与此同

时，把沉积盆地的出现归因于特定的大地构造背景和在此条件下产生的成因机制。因此，除个别大型盆地可单独存在外，往往以同一盆地基本类型组合成为群体的方式出现。基于这样的认识，把全国的陆相盆地含油气区或盆地的组合分为六块（图 2−10）。

一、东 北 区

这里的陆相沉积，从中生代开始发育在古生代褶皱基底上。然而，我们在讨论具体盆地时，没有把中、下侏罗统陆相沉积区包含在盆地栏目内，而是以晚侏罗世至早白垩世形成的断裂含煤盆地作为第一个沉积盆地系列。因为中侏罗世末的燕山运动，曾经在这里发生强烈的冲断和大规模的花岗岩浆侵位事件。晚侏罗世至早白垩世的地堑和半地堑状断裂盆地则与大规模的火山喷发活动相伴生，属于弧间裂谷盆地。下伏的中、下侏罗统陆相沉积，先是遭受挤压岩浆活动，后是火山喷发块断作用，都足以使原始的盆地面貌遭受严重的破坏，现在已经很难复原。根据地震反射资料，仅在二连盆地区的局部剖面中，见到它们存在于后期盆地的盖层之下（图 2−11）。

关于本区晚侏罗世至早白垩世的大陆火山裂谷带，主要是一些大大小小的含煤盆地。据李思田等（1984）的统计，不下 60 多个，大都以火山岩为基底。长宽比为 5∶1，宽度很少超过 30 公里，面积从数百至 2000 平方公里。呈北东或北北东向排列，分为四个带：①大兴安岭西带，盆地最多，产煤潜力最大，主要为深湖盆至浅湖盆沉积；②大兴安岭带，盆地中含煤层薄，夹火山岩多；③大兴安岭东带，为含低级沥青煤的煤盆带，分布于沈阳和赤峰之间，产煤潜力仅次于第一带，主要为深水湖盆和山间河湖相盆地，北部被白垩系、第三系所覆盖；④东部丘陵区，煤盆小而少，主要为山间河谷盆地沉积，含低级至中级沥青煤。这许多含煤的拉张盆地，含典型的“热河植物群”。第三带的阜新和朝阳盆地内，在开发煤矿的过程中，发现有直接的油气显示。作为东北区油气勘探目标的这一类盆地，主要是属于第一带的海拉尔和二连盆地。它们实际上是两个具有不很厚的晚白垩世至第三纪覆盖沉积的火山带裂谷盆地的群体，其含油气性受晚侏罗世至早白垩世裂开充填沉积层序的控制。所以，真正的远景含油气单元是被称为坳陷的盆地。上部的披覆沉积主要起保持盆地结构和促进油气熟化而不致破坏逸散的作用。

第三带北部，在松辽盆地的中上白垩统松花江群含油岩系之下，同样存在这类晚侏罗世至早白垩世的火山带弧间裂谷盆地的群体。据地震资料圈定的这些地堑或半地堑型断裂盆地（图 2−12），面积较大的可达 5000km^2，其中东部的梨树、德惠和杏山三个下伏的断裂层序中，已试出工业油气流。

松辽盆地是在东北区火山带弧间裂谷后期，由于下部地壳的岩浆经岩石矿物分异后冷却收缩，造成地区性的克拉通化，并使地表产生弯曲下沉形成大型的独立盆地。这时盆地所处的应力环境既不是拉张，也不是挤压，仅仅是沉降。

最东北角的三江盆地，表面上看似乎与二连、海拉尔盆地一样，是覆盖有第三系的晚中生代大陆火山带弧间裂谷盆地，下伏为晚侏罗世至早白垩世沉积，相当前述的第四带。近年油气调查证实，这里的侏罗—白垩系分布非常局限，甚至在洼陷区也不存在，相反，却有相当发育的早第三纪地堑状断陷。根据构造背景，这里夹持在依兰—伊通和抚顺—密山两条属于郯庐走向滑动体系北东向分叉的断裂带之间，东侧即晚中生代的锡霍特阿林褶皱体系。为此，设想三江盆地实质上与依兰—伊通盆地一样，都是在第三纪右旋条件下形成的走向滑动拉分盆地，因此，可以把三江盆地和依兰—伊通盆地看作是一个盆地群体。依兰—伊通

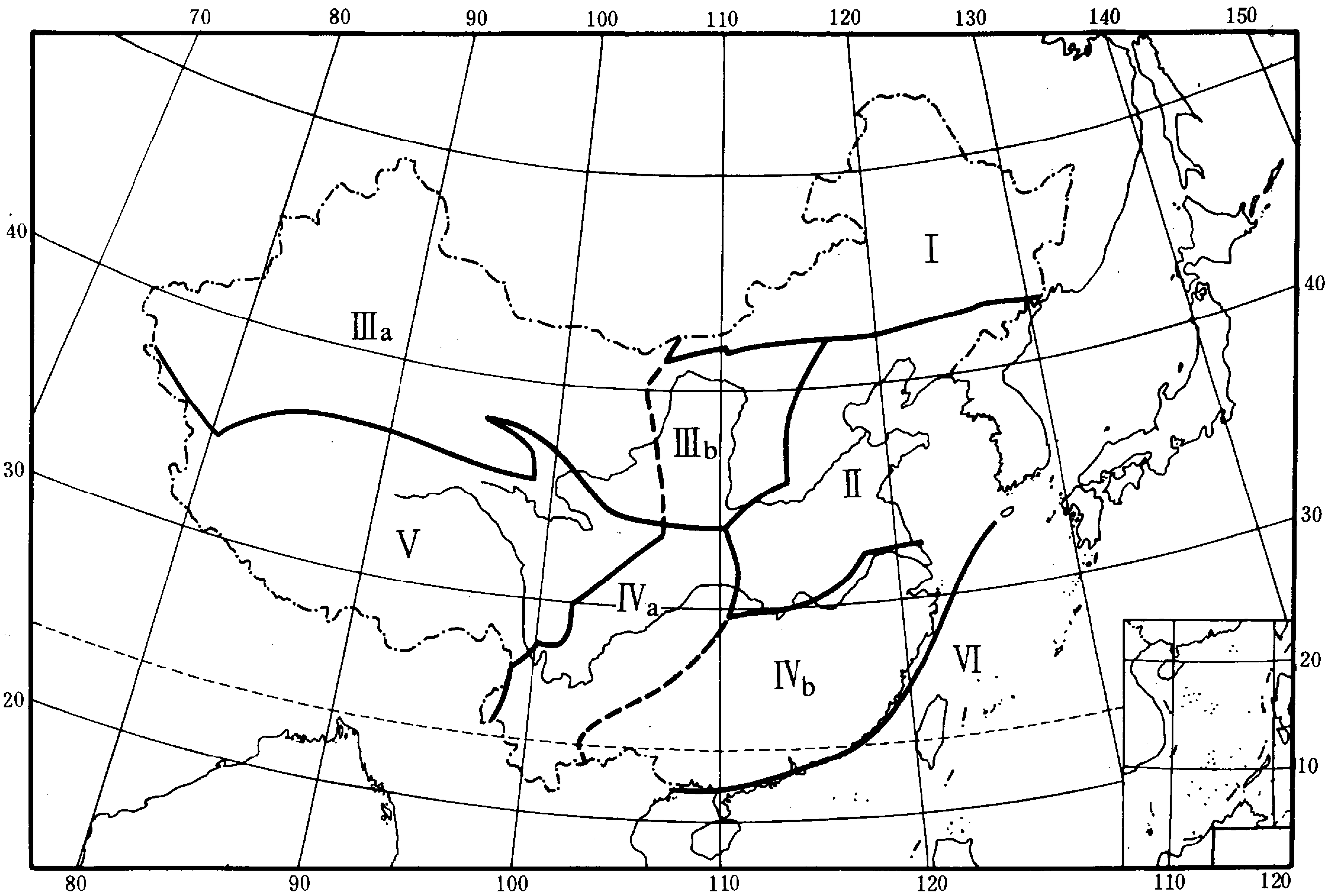


图 2-10　中国陆相含油气区划分

Ⅰ—东北区；Ⅱ—华北—江淮区；Ⅲ—西北区：$Ⅲ_a$—甘青新区，$Ⅲ_b$—晋陕；Ⅳ—南方区；$Ⅳ_a$—川滇，$Ⅳ_b$—江南；Ⅴ—西藏区；Ⅵ—大陆架边缘区

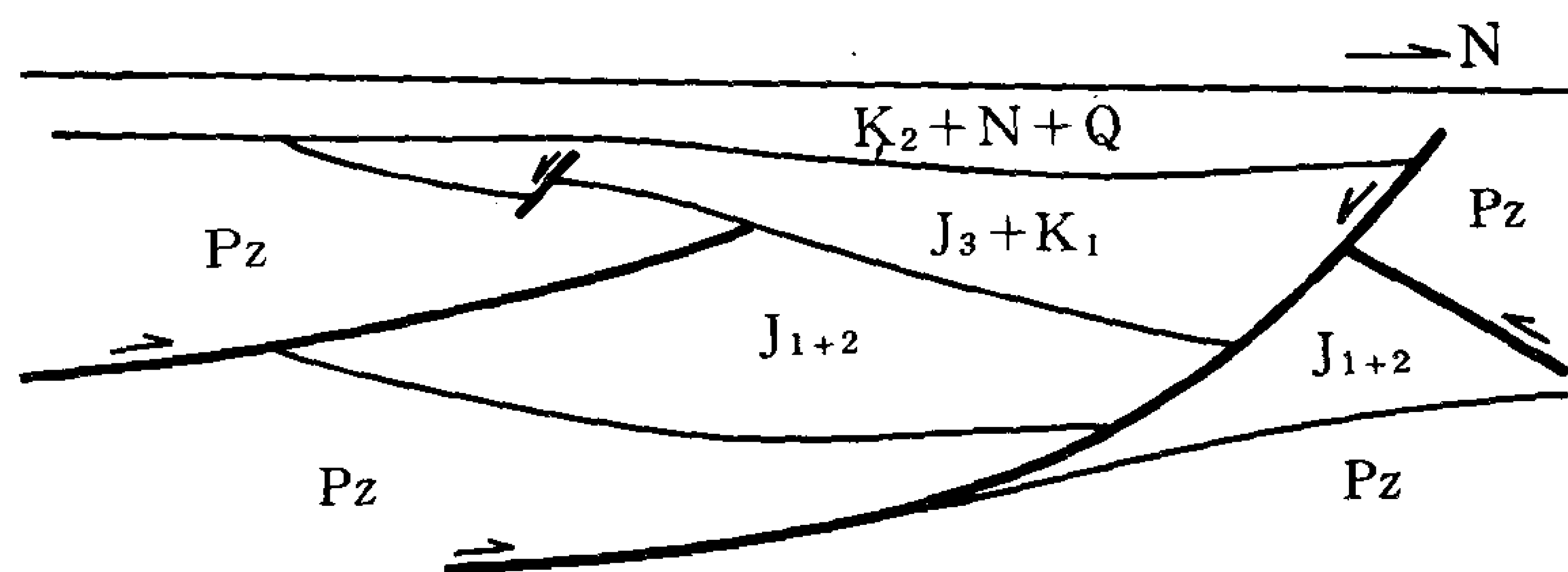


图 2-11　二连盆地 NM82—267 地震解释剖面图（据王同和，1986 修改）

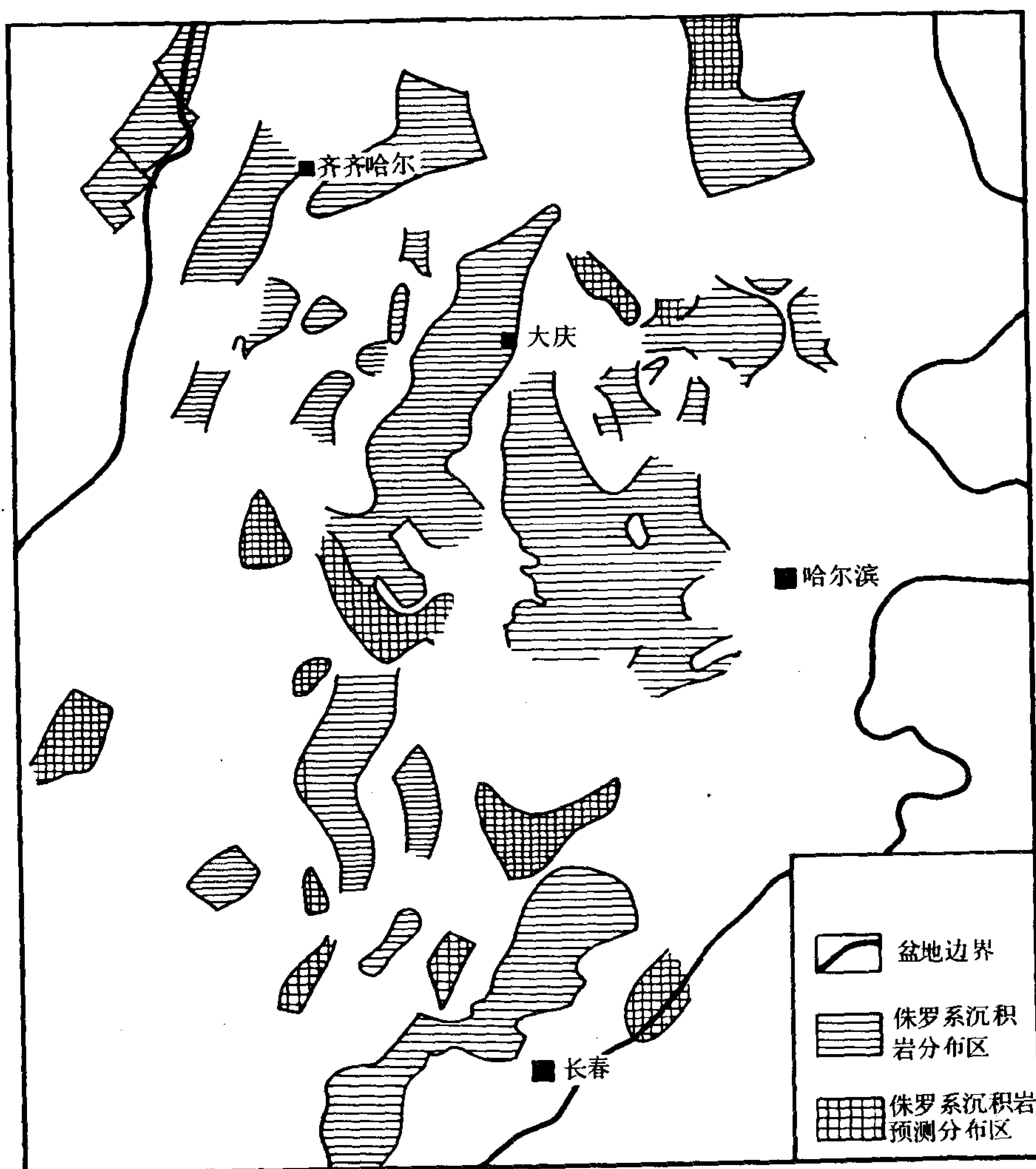


图 2-12　松辽盆地下伏晚侏罗世至早白垩世的断陷盆地分布图
（据大庆油田，1990）

盆地带的南段，因紧邻松辽盆地，所以盆地下伏地层多一套相当松辽盆地中上白垩统的盆地边缘相沉积。决定这带盆地含油气性的关键因素是早第三纪拉分作用下的充填沉积。

可以认为，东北区是在一个统一的古生代褶皱基底上，发育成为三种不同时期不同类型的陆相沉积盆地组合。它们是晚侏罗世到早白垩世的弧内裂谷盆地的组合、新克拉通上的大型弯曲盆地，以及第三纪的走滑拉分盆地。虽然，有的地方相互之间存在叠合关系，但是三种类型的基本格局是控制各自油气分布的主导因素。

二、华北—江淮区

基底包括华北克拉通的东部和中下扬子克拉通，以及介于其间的秦岭大别山褶皱带东段，西界紫金关断裂带，南限江南隆起北缘。虽然古生代时，大陆的构成包括了三种大地构造体系，而且转变为陆相沉积的时代有早有晚（华北开始于二叠纪，扬子自晚三叠世起），但是在经历了印支和早燕山旋回以后，全区构造异常破碎，并分布有零星的岩浆岩侵入体和比较发育的火山岩。构造变形包括基底冲断和部分滑脱冲断。因此，本区的前白垩纪陆相沉积以及包括晚古生代和早中生代的海陆相沉积盆地已经遭到严重破坏，只留下一些经复杂断裂褶皱并受到火山岩浆作用影响的残块。在此基础上，产生后来的白垩纪和第三纪两组陆相沉积盆地。

第三纪初，全区转变为稳定的克拉通，形成一系列作为本区含油气盆地主体的克拉通内部断陷盆地（衰亡裂谷），包括华北、苏北、南襄和江汉四个盆地群。它们虽然都在始新世至渐新世为裂谷充填沉积期，然后进入区域下沉阶段，但是各自成为独立的组合。在我国石油地质界中，流行的一种解释认为，从华北至苏北，以鲁中隆起为轴，西北方面华北渤海湾盆地地区的各个半地堑（或称箕状洼陷）的主断层位于其西北侧，东南方面苏北盆地许多半地堑洼陷的主断层则位于其东南侧。这种解释的理论基础是建立在一个韧性上地幔隆起使上部脆性地壳拉张的模式上，或者认为是中间郯庐走向滑动断层使两侧的半地堑体系发生极性转变。但是根据重力解释，鲁中地区并不存在上地幔的明显隆起，晚第三纪盆地衰亡时期也没有发生沉降。所以，华北和苏北不应是由统一地幔上拱导致的同一盆地群体带中的两部分。此外，华北渤海湾盆地群中的下辽河诸断陷，冀中区的饶阳和河间（沧西）（图 2–13）等断陷，主断层都位于东侧而不是西侧。这些事实具体地说明了所谓的对称或反转规律仅仅是一种假想的模式。从理论上讲，拉张活动形成的半地堑裂开断陷的方向性应受下部地壳粘性变形层蠕动方向的控制，使犁式主断层的倾斜方向与拉张离散方向相反。由于地壳层离过程的拉张方向受周围大地构造的控制，所以可以出现许多不同的组合方式。例如南襄盆地群的半地堑主断层均在南侧，而北翼则为缓斜坡（图 2–14）。

白垩纪盆地有时包含上侏罗统，属造山后断裂盆地，在华北有两组。一组在秦岭、大别山以北，称南华北盆地群，包括开封、周口、合肥、信阳等地区。它们不同于第三纪断陷盆地的北北东走向，而是与褶皱冲断山系呈平行的近东西向，以白垩纪沉积发育为主；在合肥和信阳凹陷还存在白垩系的火山岩，区域性地温梯度和热流值均较低❶。另一组称为鲁南盆地群，包括莱芜、蒙阴、汶泗等盆地，不象前一组地表广泛地被第四系和上第三系所覆盖，而是具有较大的分隔性。此外，在胶东半岛，还有一个晚中生代的胶莱盆地，具有发育的早白垩世火山岩和火山碎屑岩。由于鲁南盆地群和胶莱盆地分列于郯庐走向滑动断层的东、西

❶据南阳油田的资料。

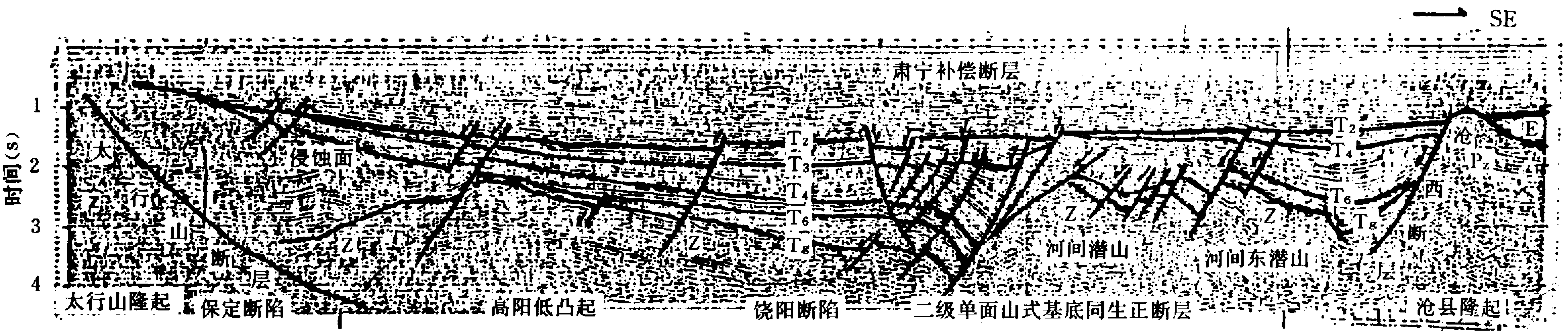


图 2-13　华北盆地群冀中坳陷的保定至河间地震解释剖面图

(据石油地球物理勘探局冀中室)

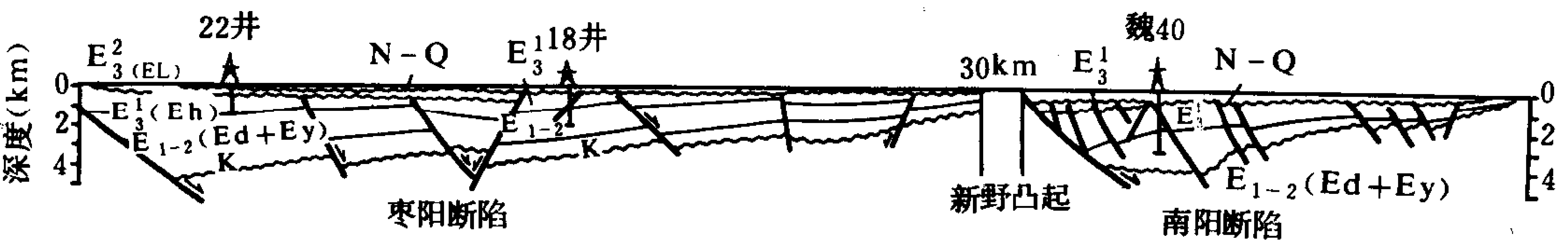


图 2-14　南襄盆地区地震解释剖面（长 118km）

(据南阳油田)

两侧，并分别呈北西和北东走向，而且沿郯庐断裂带也存在包含火山岩的白垩纪断裂盆地，因此，这些断裂很可能是晚中生代时，郯庐断裂呈右行滑动伴随块断差异升降的结果。

中下扬子区在晚中生代以白垩纪为主的造山后断裂盆地，除苏北和江汉的第三系不整合面以下较普遍存在外，一般地表分布零星而局限。中扬子区出露的晚中生代见于江汉盆地北面，多呈北西走向的窄长条状，向东南没人第三系不整合面以下。下扬子区的晚中生代盆地主要见于长江下游的南岸，如：句容、无为、潜山、宣城等盆地，多呈北东向。

上述两类盆地群体是从形成盆地的主要成因而言。晚中生代断裂盆地发生在燕山运动强烈的褶皱和岩浆火山活动（造山期）之后。所以，有的盆地在沉积期仍有较发育的火山岩，如胶莱盆地，也可以看作是大陆火山带的弧间裂谷盆地。一般来说，中晚侏罗世的火山岩应看作是盆地的基底。第三纪时，区域性稳定化，并局部恢复为克拉通，所以出现了克拉通内的断陷盆地。两类盆地间既有继承发育的一面，又有改造发展的一面。前一种情况，如南华北、鲁南盆地群和安徽的潜山盆地等，下第三系沉积继承性发育，甚至出现相当厚的蒸发岩层序，但基本格架保持晚中生代的盆地面貌。后一种叠合，如苏北盆地群，第三纪盆地和白垩纪盆地特征可以完全不同。最典型的是盐阜坳陷中的淮安凸起，新生界只有数百米厚的上第三系，下伏白垩系浦口组的地堑状断裂盆地，直接不整合在古生界之上，发育的含盐沉积层序厚达 3～4km（图 2–15）。盆地继承发育并不一定具有一致性。南华北近东西向以白垩系为主体的造山后断裂盆地群体带中，受后期北北东向断裂影响出现的上叠下第三系断陷，就具有一定的独立性。这种不同盆地基本类型群体背景上的复杂叠合关系，往往会导致勘探认识和判断上的失误，把不同的群体类别当作相同的组合，但勘探效果的差别却十分悬殊。一般来说，继承性叠合的条件主要存在于活动性强的地带，改造性叠合则发生在较稳定化的地区。

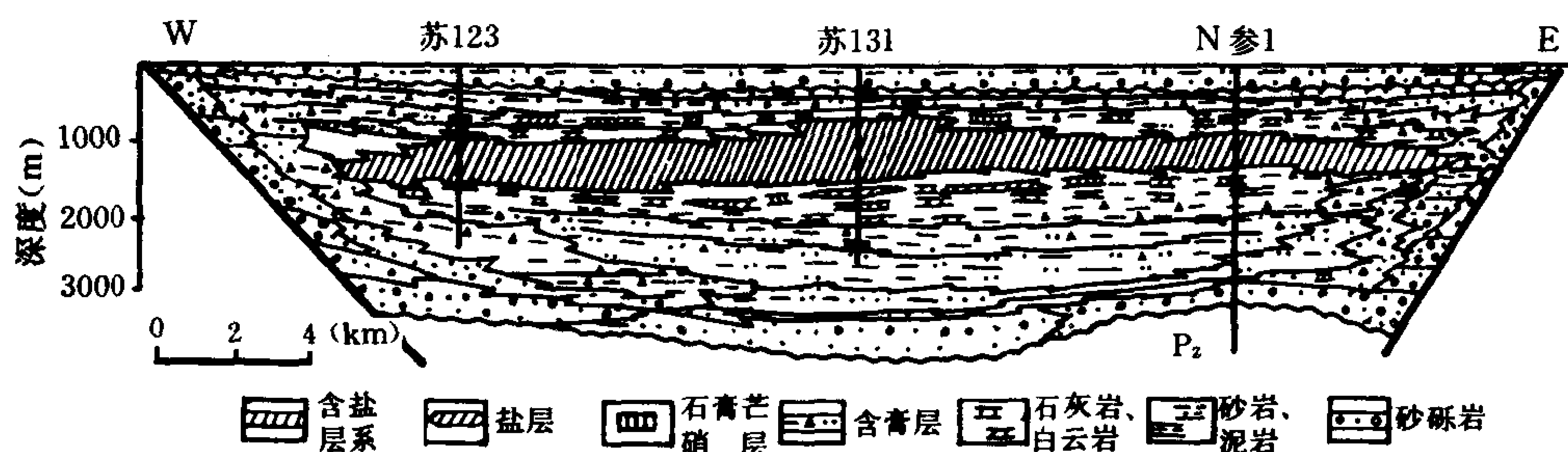


图 2–15　苏北第三纪断陷盆地区淮安凸起中的下伏白垩系浦口组地堑沉积横剖面图
（龚与觐和孔庆玉，1989）

就整个地质演化历史而论，华北、江淮区的上述两类盆地群体，分别位于华北和扬子克拉通上，而且建立在下伏古生代以海相为主的地台型沉积层序之上，个别地点还夹有中下侏罗统的陆相煤系沉积。如前所述，这些下伏层序经历了印支和燕山期两次强烈变动和剥蚀，加之局部岩浆火山活动的影响，其分布状况已经非常复杂破碎。从盆地理论分析，前盆地期的沉积层序都可以看作是经济基底或者称为盆地的底板，在内克拉通断陷盆地群区为前第三系，在造山后断裂盆地群区则为前白垩系（图 2–12、图 2–15）。

三、西 北 区

本区包括西北五省（自治区）以及山西和内蒙西部。根据区域构造格架，以鄂尔多斯盆地西侧的贺兰山和六盘山为界，进一步分为东、西两个亚区。把由古生代褶皱带发育，并长期受特提斯体系构造变动强烈影响的西区和构造条件明显早已稳定化的东区合并为一大区，一般难以接受。然而从二叠纪以来，除少部分活动带有早二叠世海相沉积外，全区完全转变为陆相沉积体系，从此发育了相似的沉积层序，可以由河西走廊追踪到鄂尔多斯（陕甘宁），直到山西境内。特别是中下侏罗统产油层序分布，鄂尔多斯、潮水、民和及新疆的吐鲁番等盆地，具有一定的相似性。酒泉等盆地白垩系的生油岩也可以与鄂尔多斯西侧的六盘山盆地相比。这些资料表明，中新生代陆相沉积体系由贺兰山—六盘山作为构造区分界线是不适宜的。此外，最近的许多证据证明，鄂尔多斯的周缘，甚至山西地区，在中生代的燕山期构造活动中都有发育的挤压冲断甚至滑脱变形。所以，构造演化也说明挤压作用的西界并不是贺兰、六盘一线，据此可把本区的盆地展布分为两类。

一类是大型的孤立的盆地，以稳定的新、老克拉通块体为基底，在西区多被复活的活动褶皱带所包围，成为中间地块类的即因周边活动带上升而沉降的盆地，如塔里木、准噶尔和柴达木盆地。东区鄂尔多斯盆地的周边在后期主要是晚侏罗世，也曾发生过冲断上升活动，形成如同中间地块式的格局。由于该盆地的主要沉积层序属克拉通周边弯曲沉降的沉积，所以谁也不会把非含油气盆地目的层的白垩纪盆地因素放在主要地位来考虑。

另一类则是各种类型的断裂盆地，均以群体的型式出现，或组合成带状分布。

（一）属于复活块断的盆地带分布于西部甘青新亚区

(1) 天山山间带　包括伊犁和吐鲁番-哈密等盆地，陆相沉积层序自早侏罗世或晚三叠世开始，可延续到第三纪，以海西褶皱系为基底。其中吐鲁番盆地已在中生界中找到中小型油气田。

(2) 北祁连或走廊和阿拉善盆地群　这是晚侏罗世至早白垩世发育起来的盆地带，西起酒泉，东至六盘山，向北包括金塔、潮水以及贺兰山以西的巴音浩特凹陷，前盆地期是包括加里东褶皱系、前寒武系结晶基底、上古生界和中生代的变形沉积岩。曾经认为中下侏罗统煤系是盆地的组成部分，后来在潮水盆地的勘探实践证明，上侏罗统以前的地层分布非常复杂，都是一些残余的构造盆地。最典型的是从中晚泥盆世到三叠纪包括石炭纪海相层的沉积层序，整个走廊地带是一个统一的沉积单元，只是在经历了印支和燕山构造变动的改造以后，才成为一系列分隔的构造盆地，而且与上覆晚侏罗世后的块断盆地并不完全重合。特别是 80 年代以来的地震调查证明，中新生代的复活块断盆地主要是拉张作用下的产物（图 2-16）。浅层所见包括第三系的压性褶皱是后来喜山运动变形的结果。这一群体范围内，储集层和油气显示很多，已证实控制油气田分布的主要因素是晚中生代至新生代的盆地格局。

(3) 巴丹吉林—银根盆地群　这是发生在蒙古海西褶皱带体系上的白垩第三纪陆相块断盆地，至今仅做过少量地质地球物理普查。

（二）属于克拉通上的造山后断裂盆地分布于东部秦晋亚区，组成河套汾渭盆地群体

对于这些地堑或半地堑状的第三纪盆地，有一种看法认为是由于印度板块的碰撞而在喜马拉雅山后缘形成的碰撞裂谷（impactogen）。然而，喜马拉雅山的强烈碰撞上升发生在晚第三纪，而这里的盆地充填沉积包括了下第三系和局部白垩系。此外，李春昱早在 1952 年就指出渭河地堑北侧存在冲断层，后来的滑落断崖大多与早期冲断层平行。在临河和银川地

堑的地震剖面中，均可见到冲断层在晚期转变为正断层的残迹。汾河地堑系两侧，在上覆地台型沉积层序中见到有晚中生代形成的冲断层（赵重远等，1990）。所有这些现象，都表明它们是造山冲断隆起后形成的断裂盆地系。其中的河套及渭河盆地经过一定程度的勘探，有的已见油气显示，但尚未有所发现。

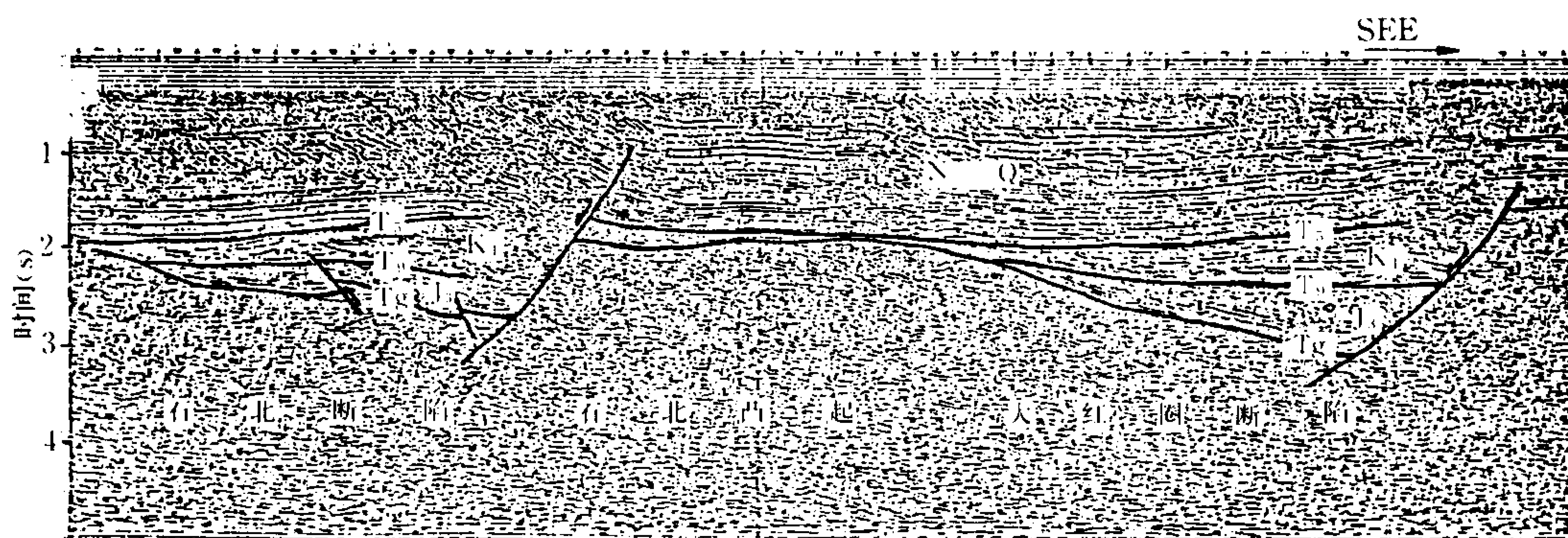


图 2-16 酒西盆地 J83-14 地震解释剖面图（据玉门油田）

此外，秦晋区的沁水盆地虽然可作为克拉通内部的弯曲沉降盆地看待，而且晚古生代至早中生代有发育的陆相沉积。但由于原始沉积条件是华北地台的一部分，所以现存的盆地是印支、燕山构造变形后残留的向斜盆地。

四、南 方 区

这里的大地构造单元包括任纪舜等（1980）论述的四川盆地、江南台隆、上下扬子台褶带和华南褶皱系，早古生代分属克拉通和活动带两大体系，晚古生代则拼合成一个统一的年轻地台。晚三叠世后，区内出现陆相沉积盆地。由于构造背景的控制，构成了包含多世代和多类型的盆地群组合关系。

（一）西部川滇亚区

从四川盆地经昌都、楚雄盆地到思茅—兰坪盆地，此体系再向南可一直延伸到印支半岛上的呵叻盆地。晚三叠世至早第三纪时，这一带成为本质上是弯曲沉降的陆相沉积盆地带，也许原始条件就包括多个洼陷中心，仅仅是因为后期构造变动加上原始构造背景的差异而彼此分隔。思茅—兰坪盆地之所以归属于复活块断型，实际上只是因为盆地的大地构造背景是夹持于掸泰、扬子和嵩昆三个地块之间，早第三纪末掸邦地块向东推挤强烈变形的缘故。沿红河断裂带，由于第三纪时的走向滑动作用（早期为左行，晚期为右行），出现了一条在小比例尺图上不容易表示的小而窄的晚第三纪拉分盆地带。

此带国内部分至今尚只有四川盆地陆相中生界中产油气，楚雄和思茅—兰坪盆地仅见油气显示，尚未开展正式勘探工作。由于近年在泰国的呵叻盆地已发现了气田，鼓励人们对这些盆地进行勘探评价。

（二）东部江南亚区

本亚区具有复杂的陆相盆地组合背景，有三期陆相沉积盆地。

最早一期陆相沉积盆地，发生在晚三叠世至早中侏罗世，主要充填含煤沉积层序，它们展布的范围，西北侧以江南隆起的东南缘为界，东南方向止于紫金至丽水断裂带。最近同济

大学周祖翼在他的博士学位论文（1989）中指出，在上述断裂带西北侧的漳平至梅县一带，上三叠统为厚达 2000m 以上的山麓洪积相粗碎屑岩体。这表明该带自晚三叠世起，由被动边缘的前陆相沉积期转变为 A 式俯冲的前渊型沉积期。但是在这广大的地区内，由于遭到燕山期大量岩浆侵入活动和褶皱破裂作用的改造，已经无法说清原来的沉积盆地是块断分割的群体，还是广泛弯曲下沉的前陆盆地。无论如何，这一期盆地已经遭到了彻底的破坏。

江南亚区的第二期陆相沉积盆地发生于晚侏罗世广泛的火山活动期之后，有两组群体。第一组发育在晚侏罗世的浙闽大陆火山带上，属弧间裂谷盆地；除东北端的杭州湾和西南端的三水两个盆地持续发育有第三纪沉积外，绝大多数只充填了白垩系。第二组发育在前一组的西北方向，位于华南褶皱带和江南隆起上，主要是以上白垩统为主的白垩、第三系沉积，属造山后的断裂盆地群，有湖南的沅陵—麻阳、洞庭、长平、湘潭、衡阳、茶陵等盆地，江西的鄱阳、清江、弋阳、抚州、赣州等盆地，多数亦呈半地堑状（图 2–17）。虽然这一期盆地中间有许多盆地见到油气显示，但只三水盆地在下第三系中获得工业性油气流。

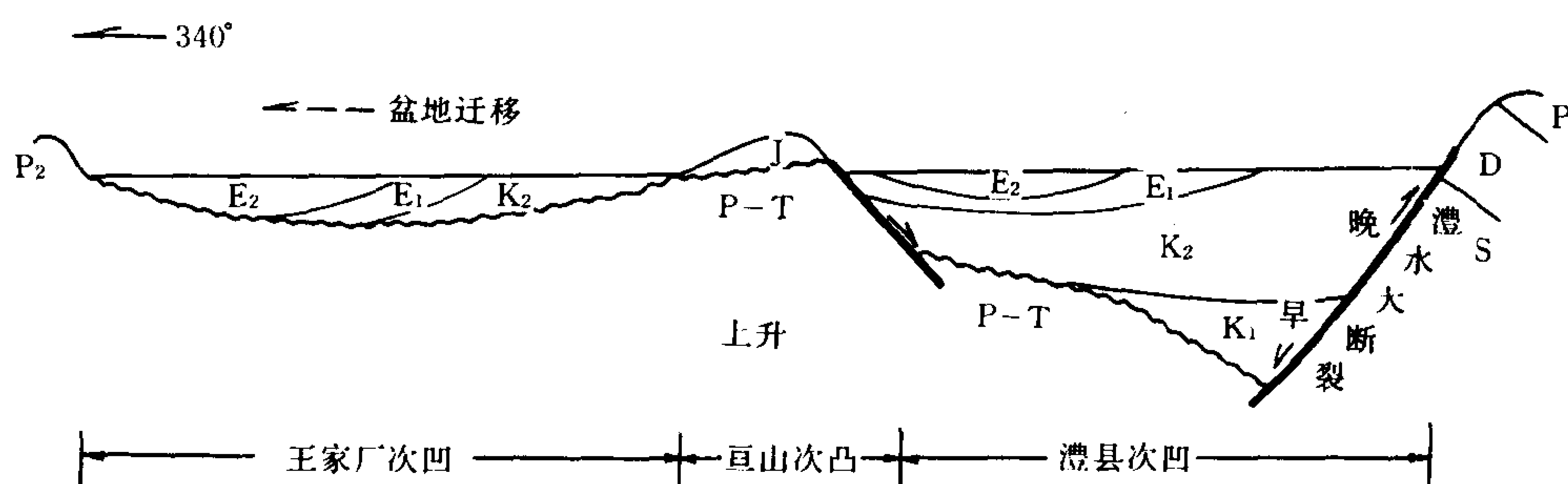


图 2–17　湖南洞庭盆地西部澧县凹陷地震构造剖面示意图（据王承辉，1984）

第三期发生在新生代，是燕山期破裂带复活块断并伴随走向滑动而形成的覆于各种较老地层之上的第三纪陆相盆地，集中分布在广西南半部，主要循北西走向的右江和北东走向的玉林两条断裂带分布。最重要的有百色盆地，属走滑断层的拉分或拖离盆地。宁明、合浦、南宁等盆地则为张性半地堑式盆地。

区内比较特殊的是十万大山盆地，似乎是一、二、三期盆地叠合的产物。第一期甚至部分第二期的盆地沉积已经遭受到较强烈的变形。

五、西　藏　区

以西藏自治区为主体的我国西藏高原山区，北以昆仑褶皱系为界，东部包括松潘、甘孜褶皱系和三江褶皱系的北段。这是一个海西旋回以后不断发生海槽裂开与地体碰撞的地区，属原始特提斯洋的一部分，经中新生代的陆壳块体拼合而关闭。有些块体上虽然存在较稳定的海相台地型中生代甚至上古生代的沉积，但在大陆拼合增生过程中已经发生明显变形，甚至出现岩浆岩体，本质上是残存的相对负向构造单元，或者是局部的构造盆地。真正的沉积盆地应是在拼合后期形成的造山后陆相沉积体系。以班公湖至怒江燕山早期缝合带为界，北部的藏北区，有白垩纪至第三纪的块断陆相盆地，最主要的是可可西里盆地。该缝合带以南包括沿此缝合带则是新生代的陆相盆地，有两类：一类是块断盆地，有伦波拉和安多等盆地，其中伦波拉盆地是已知西藏区唯一见到油气流的盆地。另一类位于雅鲁藏布江缝合带

上，是一套前冈底斯山的第三纪磨拉石含煤沉积盆地（钱定宇，1985），由于它受后期碰撞挤压的影响，已强烈褶皱变形，从而失去了含油气前景。

六、大 陆 边 缘 区

这里采用的是地壳结构的概念，不是海陆分布的地理概念。所以，黄海和渤海虽是海域，但属陆壳内的陆表海，因而不是大陆边缘区。大陆边缘区是指大陆地壳临洋壳的过渡带，具体包括东海和南海，以及它们中间的台湾岛和海南岛。

在台湾以西的南海边缘，面临南海小洋盆是一系列早第三纪从克拉通化的大陆上发育起来的陆相裂谷盆地带。到渐新世时，中心破裂带出现洋壳，其北缘成为被动大陆边缘。中中新世起的区域沉降，使早第三纪的裂谷沉积被晚第三纪的海侵层所覆盖。这一套下伏陆相克拉通内裂谷，上覆海相洼陷型的盆地群体，主要的源岩仍是下第三系的陆相沉积层序。它们的储集层可以是上第三系的海相层序，包括超覆在前第三系上的生物礁。这种盆地结构通常称为被动大陆的断陷边缘盆地，是当前南海的主要勘探对象。无论相邻构造背景属大洋盆或小洋盆，被动边缘的前提是指面向洋壳的地区。所以，位于南海外侧的北部湾盆地，因为存在于大陆地壳内部，只能作为新克拉通内部的断陷盆地，而不是被动边缘盆地。但是，该盆地的沉积体系实际上完全与真正位于大陆边缘的珠江口和莺歌海等盆地相同。所以，从盆地的体系或群体关系而言，我们把北部湾盆地看作是与珠江口属同等地位的盆地。此外，从应力场考虑，莺歌海盆地位于金沙江—红河断裂带的延伸线上。新生代时，这里显然具有某些走滑的属性（刘和甫，1986）。这样，不妨认为莺歌海盆地又具有某些拉分盆地的倾向。因此，这里的盆地组合，一方面是在同一基本地理和构造背景条件下的产物，成因上与某一主要成因相关，同时又具有一些受局部因素制约的个性因素。

台湾及其以北的大陆架，第三纪时是活动大陆边缘，一般可分为台湾盆地和东海盆地，实际上包含了三种组合。一种是以温东或瓯江坳陷为代表，包括澎湖以西东引岛盆地的早第三纪弧后裂谷盆地带，由于对油气起主导作用的裂开期充填沉积主要是始新统和古新统的海相层序，所以不宜看作是陆相沉积盆地。再是台湾盆地，这是一个自西而东由陆相变为海相的晚第三纪弧后前陆盆地，由于它的沉积层序包括有相当数量的浅海相沉积的滨海三角洲体系，所以归入陆相盆地缺乏说服力。比较确定的是狭义的东海盆地，即西湖或浙东坳陷带。目前所见的井下地层，无论是上第三系或是下伏的下第三系，其本质都是陆相沉积层序，所以设想它是一个晚第三纪的以弯曲沉降为主的弧后前陆盆地带。下伏的下第三系则很可能自西而东由陆相沉积转变为海相的弧前沉积。目前见到的陆相优势，实际上局限于盆地北部和西缘。

严格来讲，这一范围内的陆相沉积盆地，应是上第三系以西湖坳陷为代表的前陆盆地带。

第五节　陆相沉积盆地的构造风格

近年来，对含油气盆地中的构造特征，人们从个别褶皱和断裂变形的形态学研究，发展成为相关的构造组合分析，提出了构造风格（structural style）的概念（Harding 和 Lowell，1979）。他们认为这种相关构造的组合是以一定的地质构造条件或背景为基础的，并据此可以了解和预测构造带和有关的油气圈闭。根据他们的意见，沉积岩层中的构造风格

分为与基岩有关的和与基岩脱开的两大类型。包含基岩同时变形的构造风格有：①走滑断层或扭断；②挤压块断和冲断；③张性块断；④弯曲隆起和洼陷四种。与基岩脱开的构造风格有：⑤滑脱冲断褶皱；⑥滑脱正断层；⑦盐构造和⑧页岩构造四种。一般认为不同的构造风格分布与板块构造环境有关，换句话说，与盆地所处的大地构造背景和成因机制相关；此外，还与盆地内充填的沉积层序特征有关。沉积层序的构成本身从属于盆地的类型，所以，从本质上讲，盆地内的构造风格受沉积盆地基本类型的控制。

但是，讨论我国境内陆相沉积盆地构造风格时，还存在区别盆地前期构造的继承性影响和盆地后期构造事件起改造作用的复杂性一面。特别是进入新生代以来，直到近代，整个中国大陆基本上处于东部为拉张应力场、西部为挤压应力场、中间为过渡性平衡稳定区的格局之下。这一格局是欧亚（包括中国）、印度大洋洲、太平洋（包括菲律宾）三大板块体系相互作用的反映。由于中国大陆突出在这三大板块交汇处，晚第三纪以来印度板块向中国大陆强力楔入，而菲律宾与中国大陆之间为拉张聚敛边缘，中国大陆内部又存在三大稳定大陆核心以及后来形成的准噶尔和松辽两个新克拉通，所以一切挤压、拉张以及由此派生的走向滑动作用，不可避免地同时对已有的构造发生严重的影响，使得许多前第三纪特别是前晚中生代（主要是前白垩纪）的盆地几乎面目全非，甚至有许多已经很难识别它们原始的盆地面貌。

对于那些地质历史上存在过，因后期构造事件经历严重改造甚至破坏的沉积盆地，不但在构造形态上和地貌上已经失去了沉积盆地的特征，而且从含油气性的意义上讲，也基本上失去了形成工业性油气聚集的条件和经济开采的价值。因此，对于那些地质历史上曾经是盆地，现在已经失去盆地的主要特征，而仅仅残余有沉积岩层的地区，特别是那些褶皱带，理所当然地被排除在盆地的范畴之外。然而，从构造风格的意义上讲，如果部分盆地的一侧或周边是活动带，那么相邻的、属盆地沉积的原地岩会形成相当发育的冲断褶皱，甚至成为有相当大位移或缩短距离的滑脱构造，并且在构造上划归褶皱带，我们把这种褶皱变动单元仍看作是盆地的一部分。它们的含油气性与沉积盆地的整体具有不可分割的联系，而不是与褶皱带的构造单元及其成因相关。

下面将基本上依据 Harding 和 Lowell（1979）的构造风格分类，具体讨论我国陆相沉积盆地中，各种构造风格的展布与远景层带（play）及远景圈闭（prospect）的关系。

一、张性基底块断组合

这是一切张性破裂盆地的基本构造风格。最主要的特征是盆地沉积与盆地的基底或者还包括盆地前期的沉积岩即底板一起破裂。它们的断面角通常较陡。按断面的倾斜方向可区分为同向的（图 2-18）和反向的（图 2-19）两种。反向正断层翘倾断块，是形成断层圈闭条件的有利因素，然而是否能形成油气聚集，主要取决于盆地自身的生、储油条件。

从断裂发生的时间关系区分，有同沉积的和沉积后的两类。一般情况下，无论造山后的、复合块断的和克拉通内裂谷盆地，由于沉积盆地的形成都与基底或底板的块断作用有关，所以，主要断层本质上都是同沉积的断层，即同生断层。但是，对盆地期前的层序而言，它们就是后生的断层。这些同生断层，随着拉张和沉降速率之间的补偿关系，断层倾角将发生变化。一般情况下，拉张速率大的断面倾角趋向平缓；沉积作用对沉降速度补偿快的，断面倾角趋向陡立。所以，反映在不同盆地类型的块断趋势方面，复合块断盆地和造山后的断裂盆地，一般基底断裂的断面角比较陡而断面平直（见图 2-17、2-18）；弧间和克

拉通内部裂谷盆地的基底断裂面则趋向平缓而弯曲（见图 2-11、2-13）。此外，在走滑断层形成的拉分盆地中，从理论上讲，基底块断的破裂应以直立断层为主，但实际上，一些小的阶梯状底板块断的断面角同样可以比较平缓（图 2-20）。

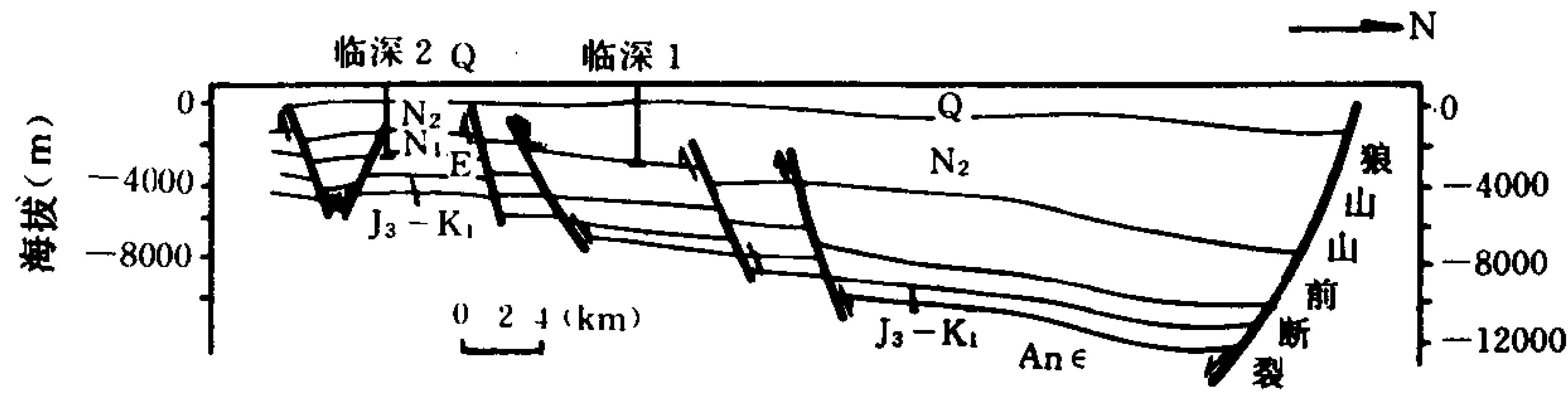


图 2-18　河套盆地临河坳陷地震解释横剖面图

（赵重远等，1984）示缓坡区北倾的同向基底块断组合

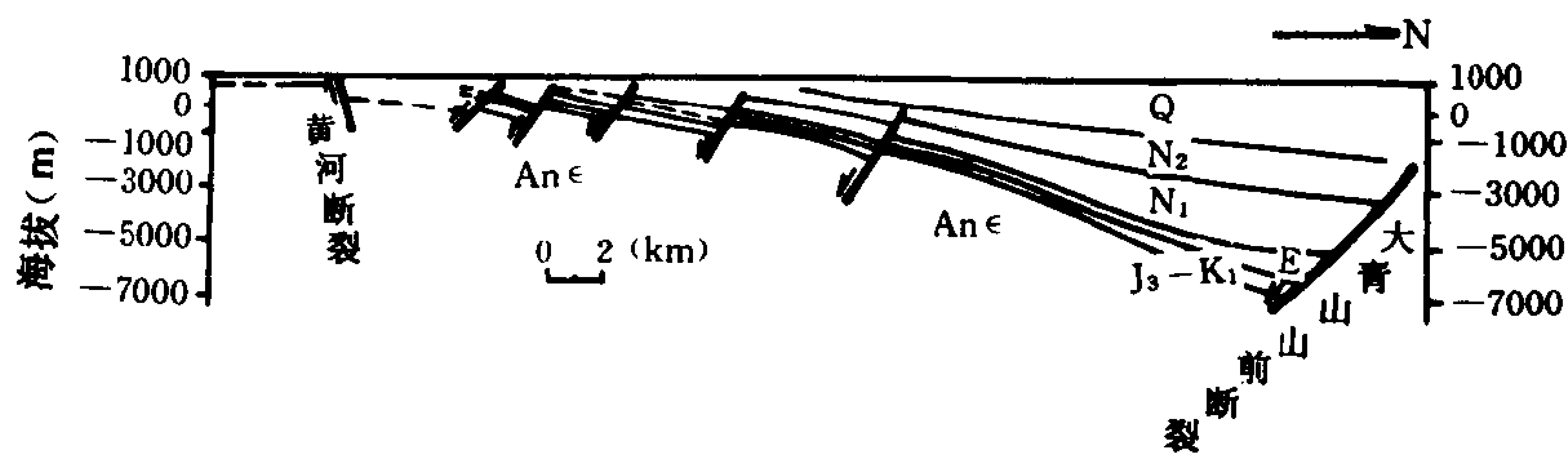


图 2-19　河套盆地呼和浩特坳陷地震解释横剖面

（赵重远等，1984）示缓坡区南倾的反向基底块断组合

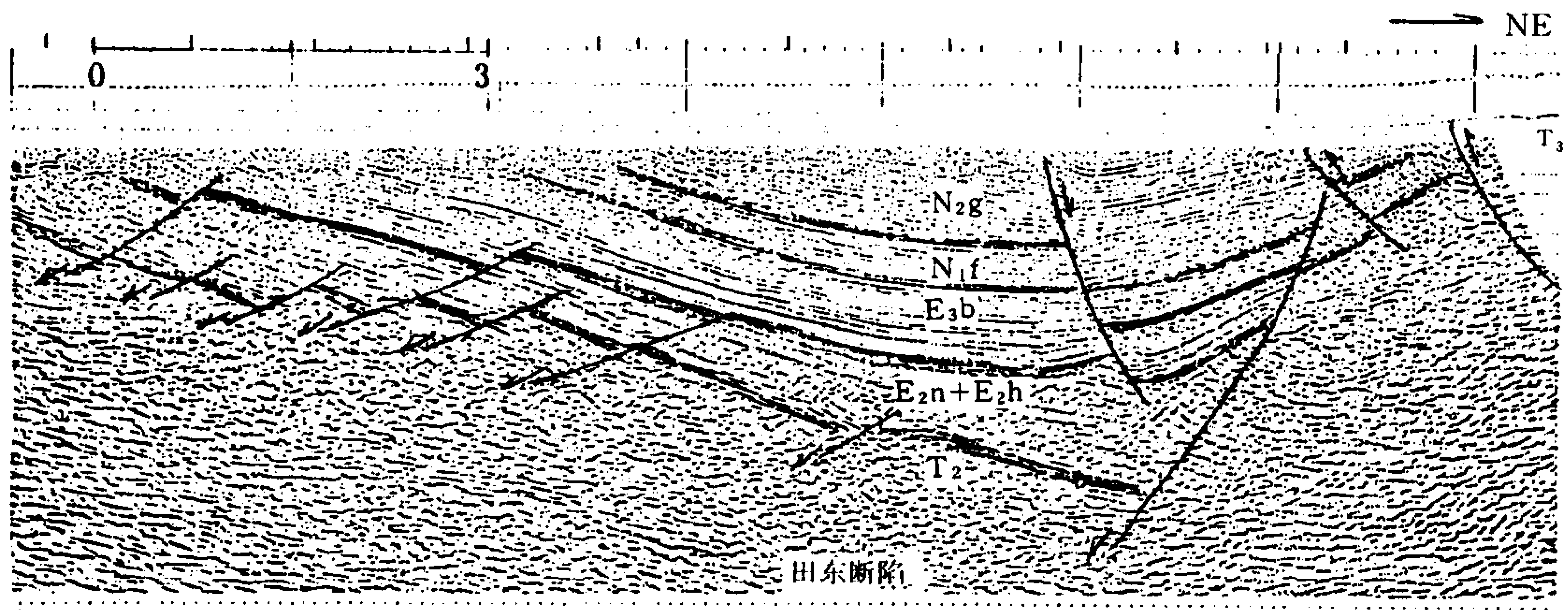


图 2-20　百色盆地 T86—29 地震解释横剖面图（据石油地球物理勘探局）

注意 T_2 是第三系盆地的底板沉积岩

近年来，人们比较关心基底块断的模式或者说是断层的展布规律。这是一个十分复杂的问题，很难用某种简单的概念作说明。这一课题涉及盆地的成因机制，底板或基底的岩石强度，盆地所处的拉伸速度等。所以，不但在一个同类型盆地的群体组合中，不同的破裂盆地或凹陷可以出现多种不同类型的块断组合，而且在同一类型的同一盆地中，不同位置也可以

有一定的变化。图 2-21 是百色盆地的另一条地震横剖面，与图 2-20 比较，可以看出南部缓翼的断块结构有很大的不同。

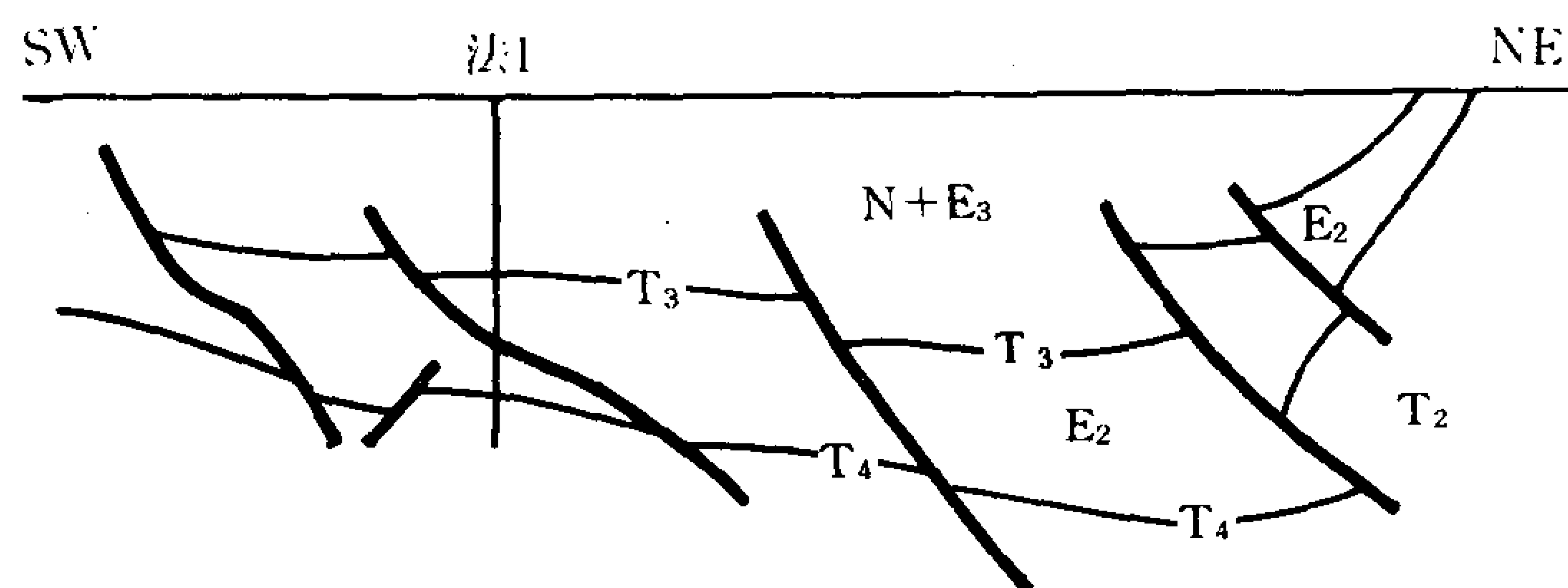


图 2-21　百色盆地 T86-39 地震解释横剖面图（据广西石油指挥部）

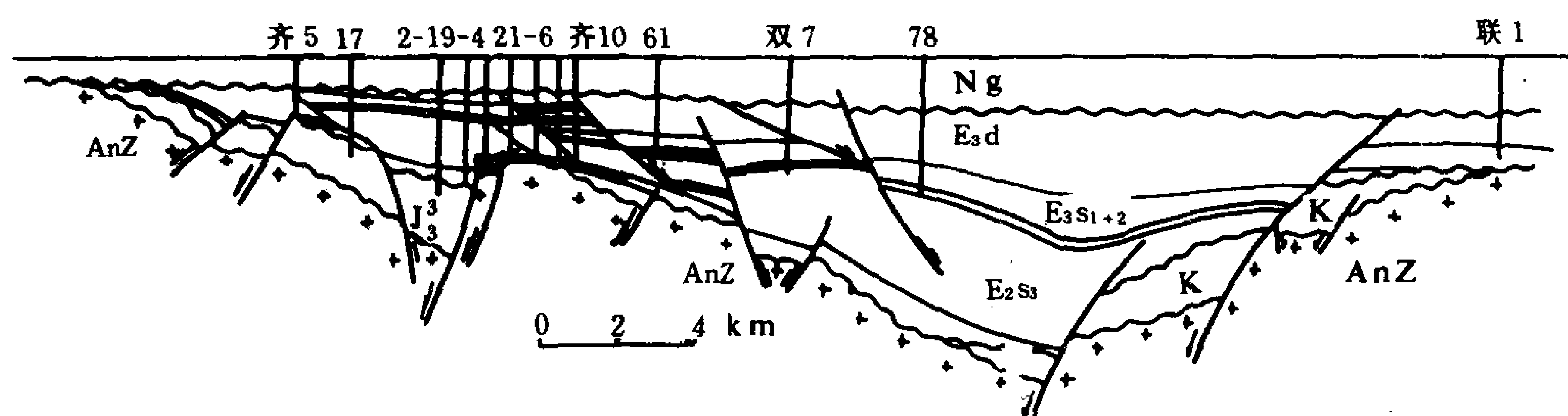


图 2-22　辽河地区西部凹陷的构造单元和油气藏横剖面图（据辽河油田）

基底张性块断一般都具不对称性。对于盆地群带结构，最本质的影响是形成大型翘倾块断的半地堑即箕状断陷体系。这是各种破裂盆地类型最基本的面貌，同时，也会出现某些阶状块断和垒堑式结构。在一些高断块上，往往形成盆地充填沉积的披覆褶皱。图 2-22 是辽河盆地区西部凹陷的构造和油气藏横剖面，它很好地反映了在一个断裂盆地单元中的复杂块断特征。

在张性基底块断组合中，值得强调的是断块的翘倾作用（tilting），有的称这种作用是扭转，确切些说应该是断块的旋转（rotation）。这种旋转作用是岩石断块因基岩拉张破裂，近断裂处和远断裂处不均匀下落的差异所派生的。远断裂侧的相对上升并非因为断块两边存在下落和上升的扭转力矩，而是落差差距产生的视上升现象。另一方面，从宏观结构考虑，在地壳范围内，根据现代地球物理资料证明，任何大型基底块断在深处都将在粘性变形层中平出（flat out），成为犁状（listric）。所以，在一定程度上，大型基底断裂的倾角大小，体现了地壳中粘性变形层的深浅。此外，基底的复活块断往往使高断块和潜山形成统一体，虽然它们不能等同看待。无论如何，这种块断为形成包括不整合超覆、披覆褶皱到基岩中的古地貌和高断块等多种圈闭，提供了很好的条件。

二、滑脱正断层组合

这类正断层组合不牵连基底或底板，一般在我国克拉通内部的衰亡裂谷盆地中十分发育，而在复活块断类盆地中很少见到，大陆火山带的弧间裂谷盆地中也不发育。形成这一张性破裂构造风格的主要基础是沉积物的相带分异和存在较厚的弱岩石层段（incompetent

zone)。前一条件是产生重力差异使地层产生重力滑动破裂的促发因素，后一条件是保证与基底脱开起滑动剂的作用。当然，所有这两种因素都与区域性的拉张应力场有关。此类正断层在盆地沉积层序内部以犁式的上陡下平为特征。按组合形式可分为下列几种。

(一) 一般正断层组合

盆地在持续沉降和沉积过程中继续拉张，在此条件下使脆性的砂泥岩层序破裂，并在塑性层段中平出，多数发生在充填裂谷的翼部，与沉积岩组的岩相厚度变化有关。如辽河地区北部大民屯凹陷的沙河街组中所见的若干正断层（图 2-23）。

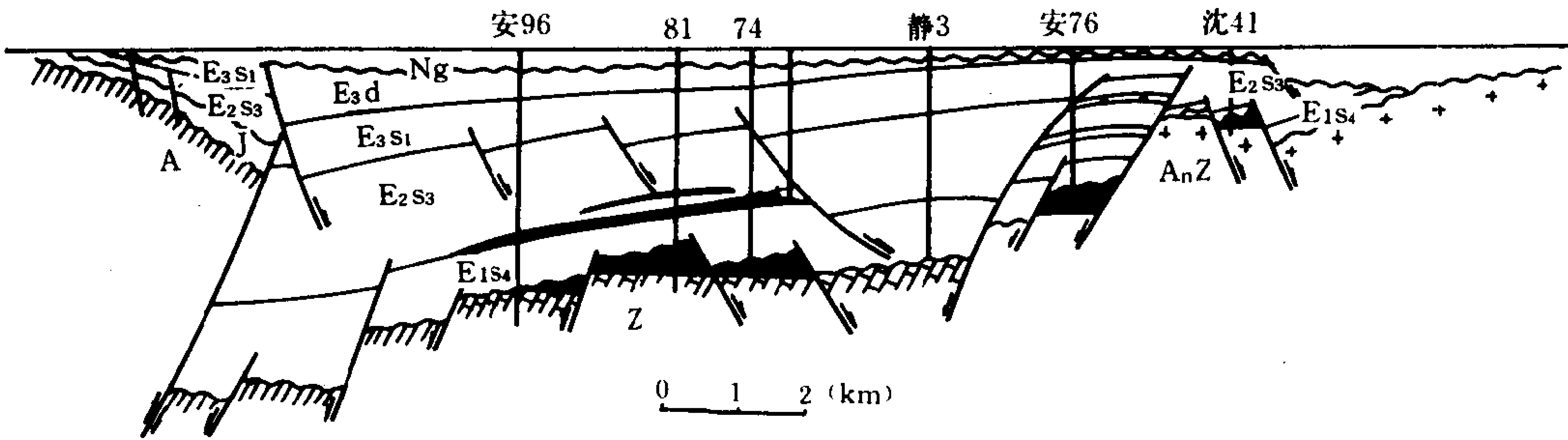


图 2-23　辽河地区大民屯凹陷北部构造和油气藏横剖面图
（据辽河油田）

(二) 对偶式或包心菜式地堑状正断层组合

这一组合是克拉通内裂谷盆地中最常见的构造风格。它们往往出现于断陷的中心区，与沉积中心相匹配，其犁式平出处多在发育的厚泥质岩（往往相当裂谷沉积层序中的主要油气源岩层段）中。根据 Sanford (1959) 的泥饼实验模拟结果，这种包心菜式地堑如果主要是由于滑脱拉伸，则断裂由外侧向心发展；如果是由于底部岩层或构造上拱所产生，则断裂由中心向外发展。然而，我们在拉张盆地中所见的多数是前一种。图 2-13 中的冀中区饶阳断陷被称为肃宁补偿断层的一组包心菜式地堑，就是由外侧向心发展的；发生在凹陷中心区，是这类构造风格的典型。这种地堑状对偶断层组合，也可以是底板张性断裂的局部补偿，出现于弧间裂谷盆地和南华北造山后盆地群体中的个别凹陷内（图 2-24）。

(三) 滚动背斜或逆牵引背斜组合

一般认为滚动背斜是被动大陆边缘进积三角洲沉积体系的优势构造风格，但在克拉通内

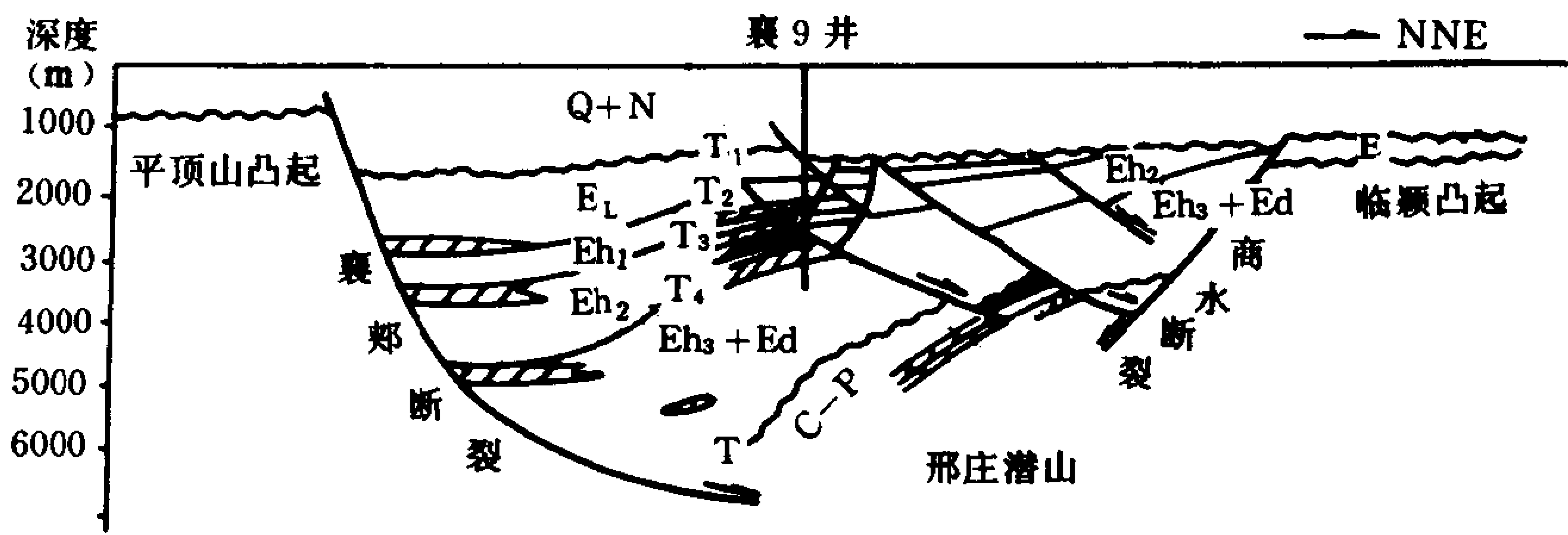


图 2-24　南华北盆地群襄城凹陷 256.8 地震解释剖面图

部衰亡裂谷盆地的裂谷充填期中，由于同生断层的滑落翘倾，构成由逆牵引造成的滚动背斜也是经常可见的。现河庄构造就是一个典型的滚动背斜，滑落同生断层向下部塑性岩层段平出。然而，这种构造组必须与厚泥岩或蒸发岩层序的塑性变形相伴生，目前很难说明它们的主要属性。廊固断陷中的构造可以认为是这种复合构造组合的典型，既可看作是包心菜式地堑状正断层组合，又可认为与滚动背斜组合有关，还可认为深部存在页岩构造（图 2–25）。

图 2–25　华北地区大兴至葛渔城的地震剖面（据石油地球物理勘探局冀中室）

注意泉 74 井以及和州 1 井之间的构造风格

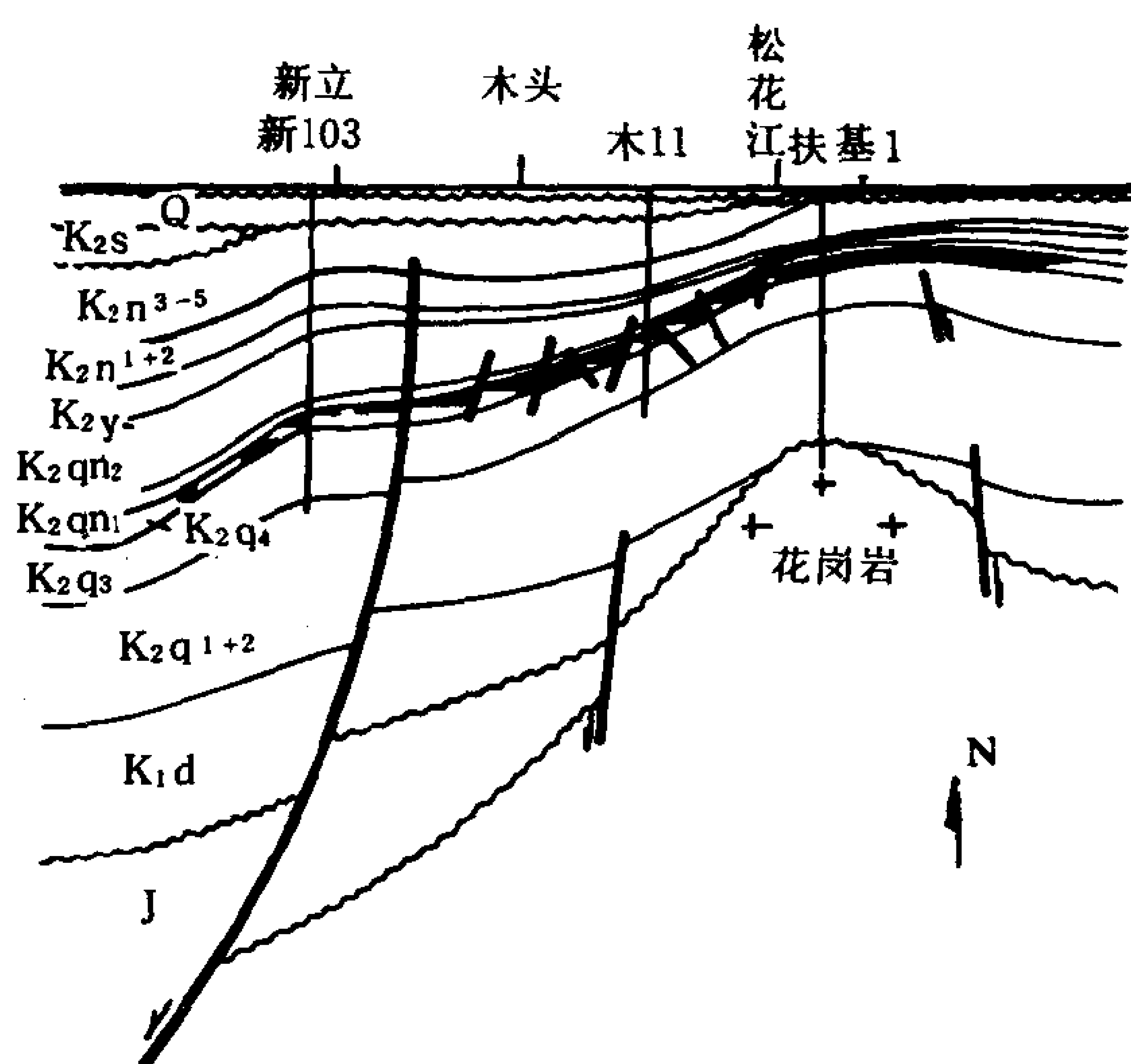


图 2–26　松辽盆地南部扶余新立油气聚集带横剖面图（据王书田，1985）

图 2–27　二连地区阿尔善复式油气藏剖面图（王同和，1986）

一般认为滚动背斜与重力滑落断层有关，只要沉积盆地中的沉积层序因滑落断层发生逆牵引，就可归入此类的构造风格。我们考虑到滚动背斜的成因机制以及背斜轴位置随层位向上倾方向移动的特点，不赞成将因基底断块发生翘倾使地层出现反区域倾斜组成的背斜，如松辽盆地的新立背斜（图 2–26）和二连盆地的阿尔善构造（图 2–27），当作滚动背斜组合，而是把它们仍归属张性基底块断。但是，在基底张性断落过程中，因为下落盘有发育的塑性岩层段，派生出向下盘滑落平出的断层，从而在下落盘产生轴部向上升盘上滚的背斜，仍视作滚动背斜组合，如图 2–25 河西务潜山带西侧下降盘的构造情况。这种实例在华北渤海湾地区比较多见，其它盆地类型只见于临河地堑的梅林构造带。

（四）其它正断层组合

近年来在松辽盆地中、上白垩统塌陷期沉积层序中，发现如图2-26所示的许多小正断层。它们显然与基底块断无关，也很难归入因盆地拉张作用影响下形成的破裂体系。特别有意义的是这些小正断层发育的层位集中，分布密集；有的与储集层有关，有的集中在油气源岩层段中，如果归属后生破裂，似乎也很难说得明白。根据它们的展布特性，设想可能包含两种成因机制。在储集层段，因浅水湖盆三角洲区的许多孤立砂岩体的不均匀分布，造成它们在差异压实过程中产生局部重力滑落断层，所以无论小断层的方向和断面角都无规律可言。油气源岩层段中的断层是油气在生成熟化过程中，因体积膨胀而产生的许多微破裂，在不均质上覆压力条件下产生许多轻微的错动，组成了许多密集的小断层。这些设想是否合理，尚待证实。

三、塑性岩体变形构造组合

塑性岩体变形构造组合包括盐构造和页岩或泥岩构造，其成因属于塑性岩体的流动变形。一般地说，人们多数注意到塑性岩层本身的条件，却忽视了构造背景和盆地自身沉积条件的促发因素。从沉积条件而言，无论克拉通之上的沉积盆地（如鄂尔多斯）或者造山后的盆地（如苏北的淮安凹陷见图2-5，以及山东的汶泗、江西的清江等盆地），甚至火山带的弧间裂谷盆地（如三水等），都沉积了相当发育的蒸发岩层序。但是，这些盆地中又都没有形成盐构造组合，其关键在于它们所处的构造背景和沉积条件，还不足以引起盐运动的发生。如鄂尔多斯盆地下奥陶统中的膏盐层段最厚可达800m，应该认为，具备形成盐构造的物质基础，然而无论钻井取心或者地震反射剖面，都表明蒸发岩层序仍保持很平的层理。十分明显，在异常稳定的老克拉通结晶基底上，上覆的台地型沉积盖层虽然很厚，可达2000m以上，但没有组成显著密度差异的沉积相带，缺乏足够的差异压实作用促使下伏的盐运动。弧间裂谷盆地和造山后盆地群体中也有一定发育程度的蒸发盐层段，如在淮安凹陷，含盐层段最厚1500m，单层厚盐可达130m。然而，它们是盆地收缩期的沉积层序，缺乏足够的上覆载负或者外力的推挤作用，也不能形成盐构造。

根据我国陆相盆地的条件，已知发育有塑性岩体构造的基本上可分为两类：一类是克拉通上的拉张盆地区，另一类在活动带边缘盆地的挤压变形区。

（一）克拉通上的拉张盆地区

这种背景形成塑性岩体构造组合，首先是由于无论克拉通内部裂谷还是大陆边缘裂谷，都是受热力上拱而拉张产生的。早期拉张、沉降时就具有不补偿沉积的条件，从而形成塑性岩体构造的物质基础。后续沉积期间，碎屑物质供应逐步增加，又往往组合成不同的岩相带，造成上覆压力差异，促发塑性岩层蠕变流动形成构造。纯属上覆压力产生的塑性岩体构造，已知的有江汉盆地群潜江凹陷中的王场盐背斜（图2-28），从地震反射剖面中可以清楚的看出由盐岩体刺穿上拱产生的构造面貌。不过，这种没有断裂伴生的盐或泥隆构造一般比较少见。

最广泛的塑性岩体构造，见于华北渤海湾的一些重要凹陷中。除了上述成因条件外，还由于盆地在不断裂开的过程中，裂开充填沉积层序本身作为滑脱层，同时受翘倾断块斜坡沉积物载荷下滑和同生生长断层向下滑落的影响，造成局部对挤的应力场。加上凹陷中心区沉积物以泥岩为主，与两侧以砂质岩为主明显具压实密度差异。所以，往往在凹陷中心区形成盐隆或泥拱构造。前述东营洼陷的现河庄等构造，由于下伏滑脱层主要是蒸发岩，因而形成

深处的盐隆构造。廊固凹陷深部主要是泥质岩体（见图 2–25），形成深层的泥拱构造（图 2–29），背斜构造与深洼陷中心区厚泥质岩粘性变形有关，伴随泥质岩的隆起使上覆地层弯曲拉张，产生包心菜式的地堑断裂系。这种厚塑性岩层形成的构造与前述包心菜式地堑的共生组合，可以认为是克拉通内热力学成因盆地裂开期充填沉积层序中的一种典型构造风格。这种组合不但在华北渤海湾盆地群发现，而且还见于东海区的温东坳陷和南海大陆架的琼东南盆地等。由于塑性层本身往往就是油气源岩层，共生的断层和多种构造圈闭又有利于油气的运移和聚集，从而使这种构造风格组合成为有利的远景层叠合带。

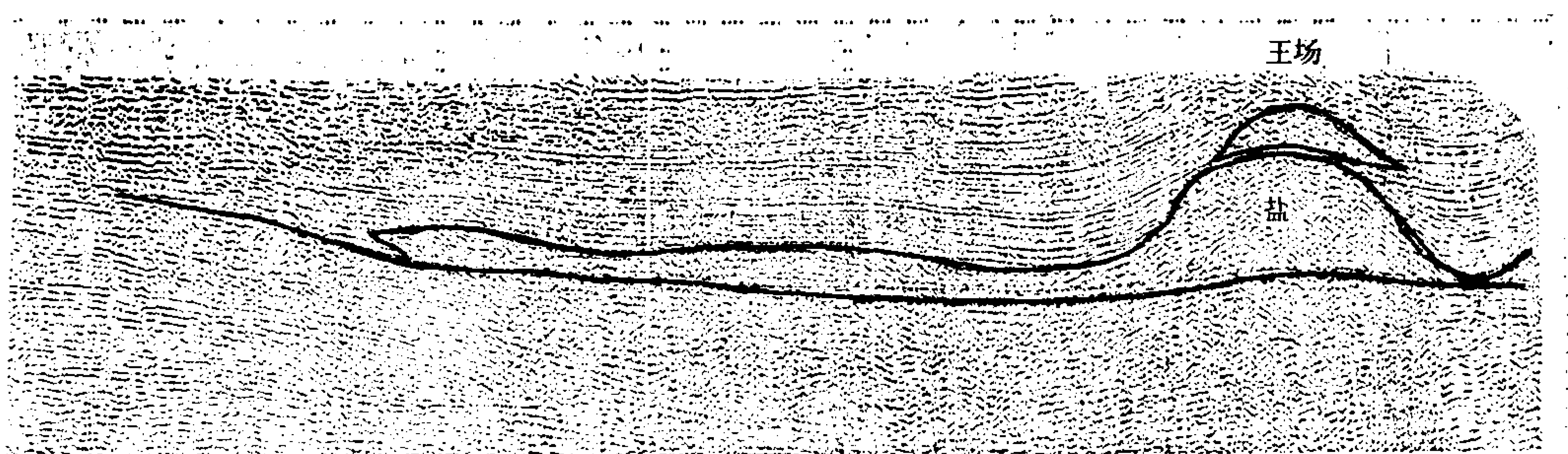


图 2–28　江汉盆地区潜江凹陷王场盐背斜地震横剖面（孙家振，1985）

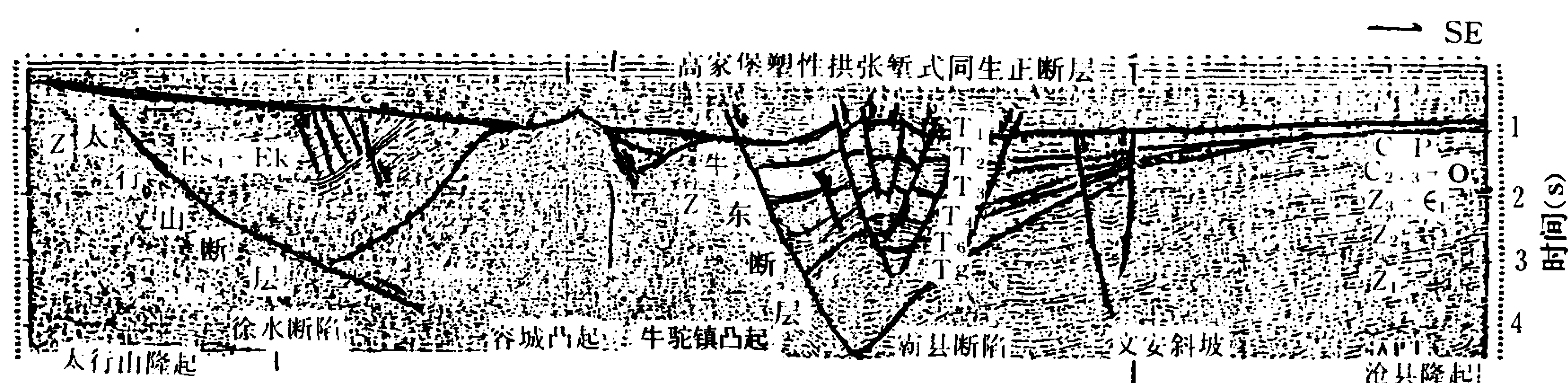


图 2–29　华北盆地群徐水断陷和霸县断陷的地震剖面

（据石油地球物理勘探局冀中室）

这里有一项最重要的区别，塑性变形隆起发生在洼陷中心区，上覆变形地层的包心菜式地堑不一定由中心向外侧发展。这种特征不同于典型盐丘构造因岩体上升导致对偶断层自中心向外发展的格局。设想这是因为塑性岩的隆起，首先是由于盆地（洼陷）同沉积拉张，中心区的应力强度及其上覆负载沉积物的密度和补偿厚度都不及洼陷两侧，从而引起塑性岩层向中心区蠕动集中的结果。这双重的成因机制，使这种构造风格既具有塑性岩体粘性变形的特征，又具有张性滑落构造破裂变形的形态。这种构造风格并非是构造活动逆转的产物，而是不补偿拉张盆地的典型。上覆构造及包心菜式地堑结构主要是泥页岩刺穿的影响，或者是拉张滑动的效应，可以由地堑状断裂发展演化的两种序列关系加以判断，即由外向心是拉张的因素，由心向外是塑性岩层上拱的结果。

此外，在克拉通内断陷盆地裂开期的层序中，也存在纯泥岩刺穿形成的构造。典型的例子是华北廊固凹陷琥珀营的泥刺穿构造（图 2–30）和下辽大民屯南部 733.6 测线上的泥刺

穿构造（图 2-31）。前者顶部存在简单的地堑式断层，后者虽刺穿上覆岩层，但顶部基本上只局部弯曲变形而不破裂。

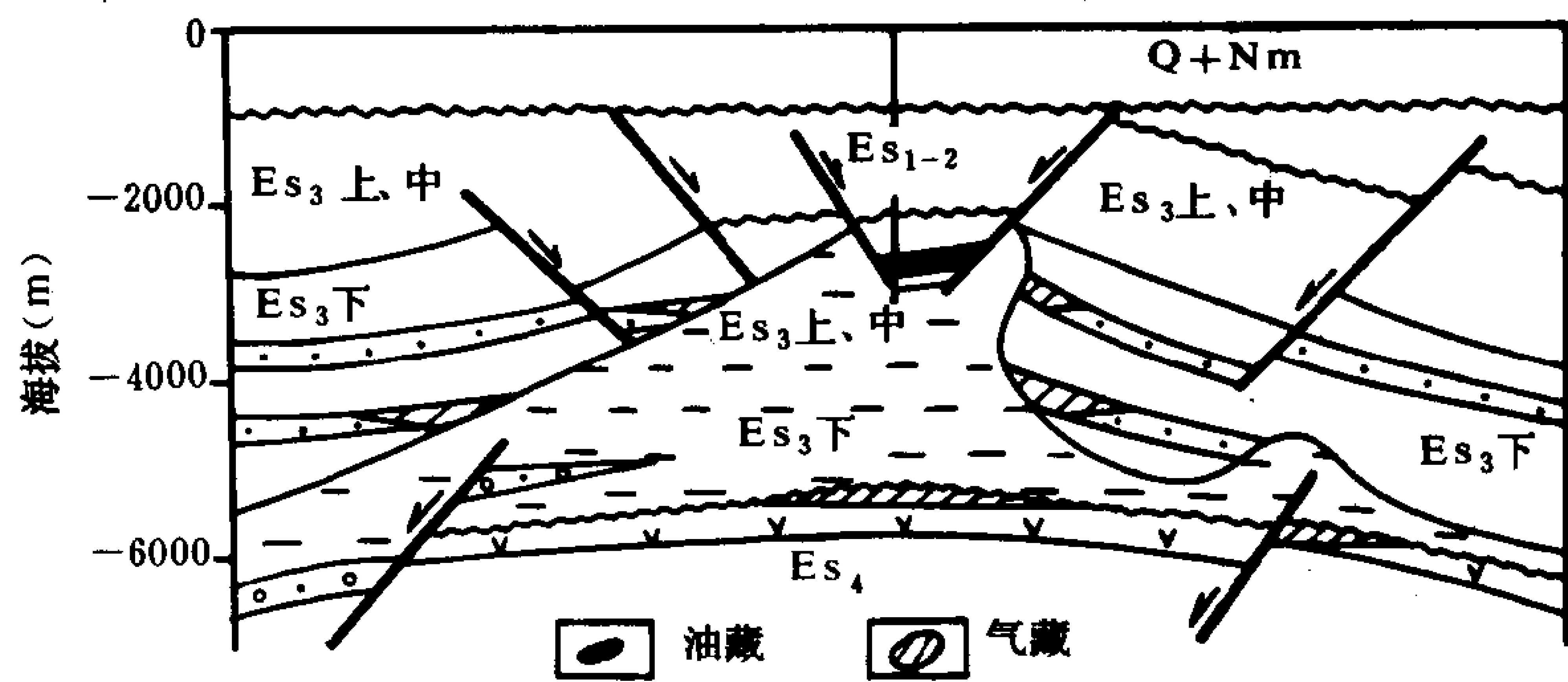


图 2-30　华北廊固凹陷琥珀营地区的泥刺穿构造示意图（丁英太，1987）

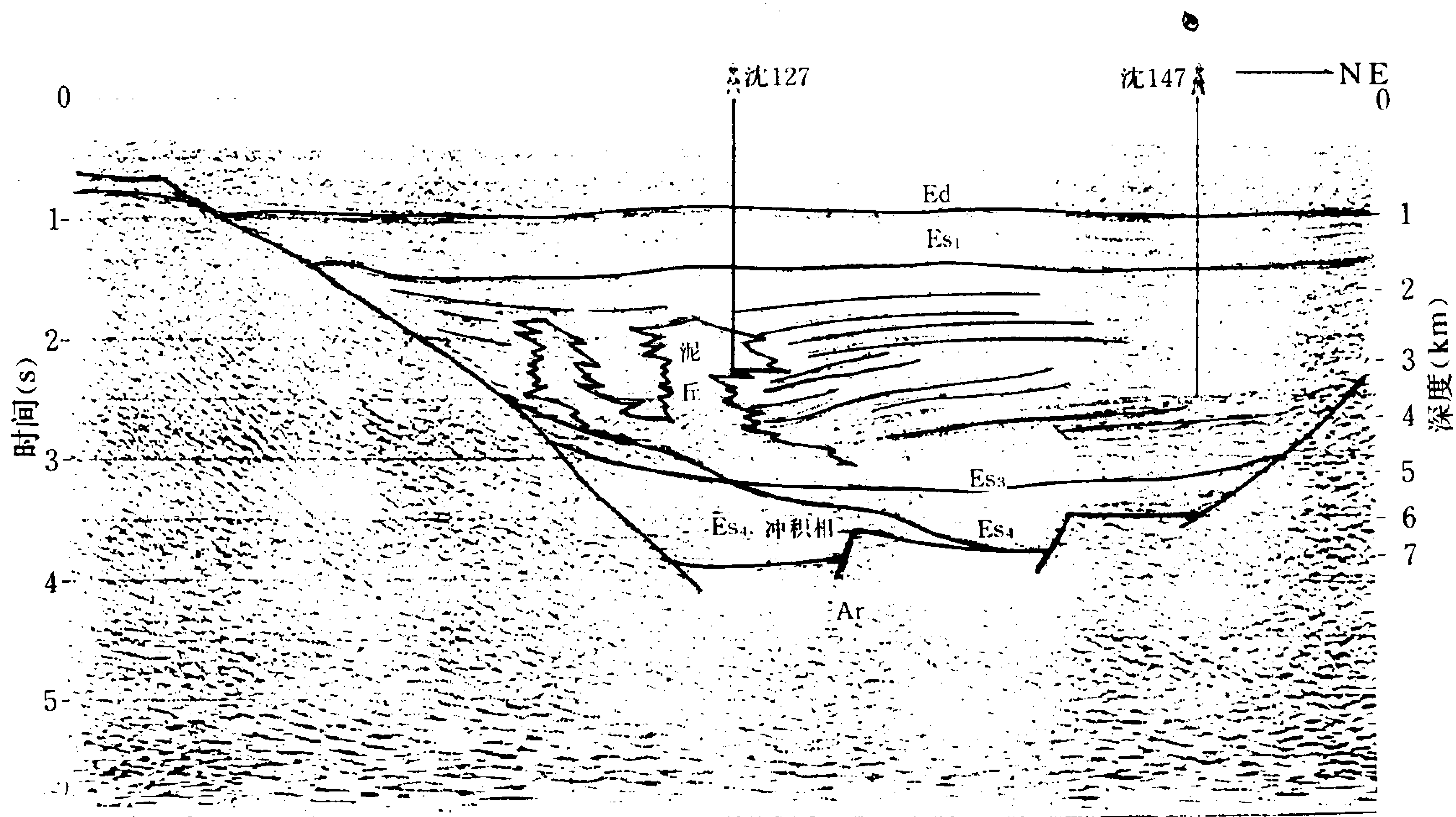


图 2-31　下辽大民屯凹陷 733.6 测线上的泥刺穿构造图（据陆邦干等，1980 修改）

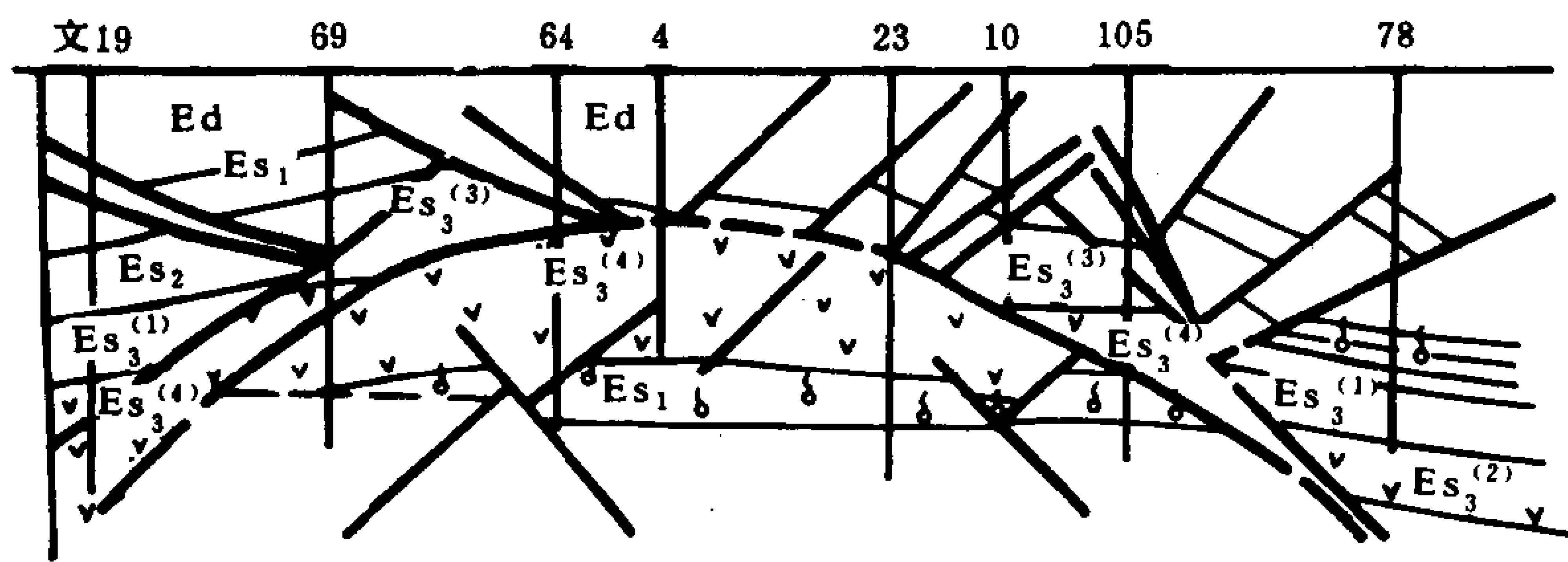


图 2-32　华北东濮凹陷文留盐丘构造横剖面图（许化政，1988）

华北区东濮凹陷的文留构造，通常被认为是典型的盐丘构造（图 2−32），且具有很大的特殊性。该盐构造位于盆地的一个底板隆起上，裂开早期的蒸发岩层序在此显著加厚，但上覆地层在盐丘顶部大量缺失，同时伴生有地堑状断裂系。深入分析凹陷的区域地震解释横剖面，可以发现这一凹陷在裂开早期是一个地堑状裂谷，中央的底板隆起是两侧同沉积断层导致底板块翘倾弯曲的结果。上覆载荷的减少促使原来洼陷中心的厚蒸发岩层序进一步向由洼陷转化为相对隆起的顶部转移，形成盐丘。盐丘形成又加强了隆起幅度，使得后来的裂开充填沉积在此背景上减薄，并因上拱弯曲拉张而发生地堑式的断裂系。所以，这一盐构造特征还包含了下伏基底因对偶拉伸裂开，块断翘倾弯曲形成的隆起组合。

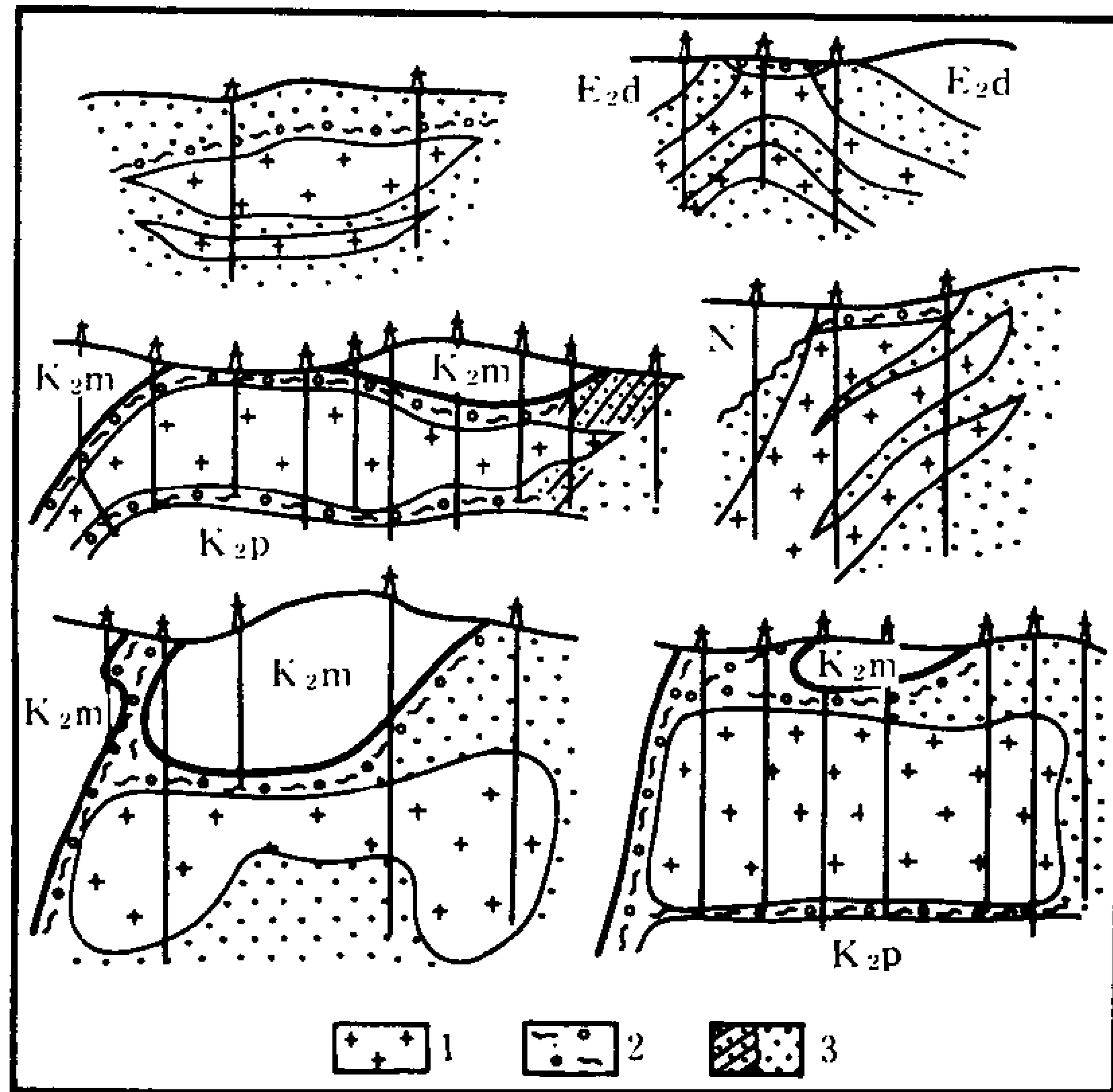


图 2−33　云南思茅盆地各种盐构造示意图

（袁见齐和蔡克勤，1985）

1—盐体；2—盐溶泥砾岩；3—碎屑岩

（二）活动带边缘盆地挤压区

此类地区出现塑性岩体构造是由于盐或欠压实软泥具高流动性，在挤压作用下易于产生由滑脱变形派生的盐丘或泥火山。已知我国陆相沉积盆地具有此类构造风格的是新疆的天山南北和云南的思茅盆地。

思茅盆地中生代陆相沉积晚期，上白垩统中发育有蒸发岩层序，这是湖盆萎缩期的产物。这种沉积盆地，在通常大地构造条件下不产生变形。如属同一沉积体系位于嵩昆地块上的泰国呵叻盆地，盐岩层厚达240m，却无盐构造存在。思茅盆地因位于三江褶皱体系中，始新世末时受喜玛拉雅运动挤压作用的影响，使得浅层的厚盐岩层产生了严重的滑脱变形，形成各式各样的盐构造（图 2−33）。但由于盐层沉积靠近盆地沉积体系的顶部，它们的刺穿性有限，位移的距离也不大。

新疆天山南北的库车凹陷和安集海凹陷，在早第三纪时，都是具有前缘性的沉积层序。在沉积洼陷的中心区发育了厚的蒸发岩或泥质岩层序，它们的阻抗力较小。晚第三纪，因天山强烈上升，向盆地推挤，同时为沉积很厚的山前带碎屑岩体覆盖，使这种塑性地层产生滑脱褶皱（见下文）、伴生变形，造成某些盐丘构造或泥火山。图 2−34 示库车凹陷阿其克苏蘑菇状盐丘构造，其盐体已经出露地表。泥火山则见于安集海凹陷的独山子构造，显然这与晚第三纪欠压实厚软泥的流动变形相关。

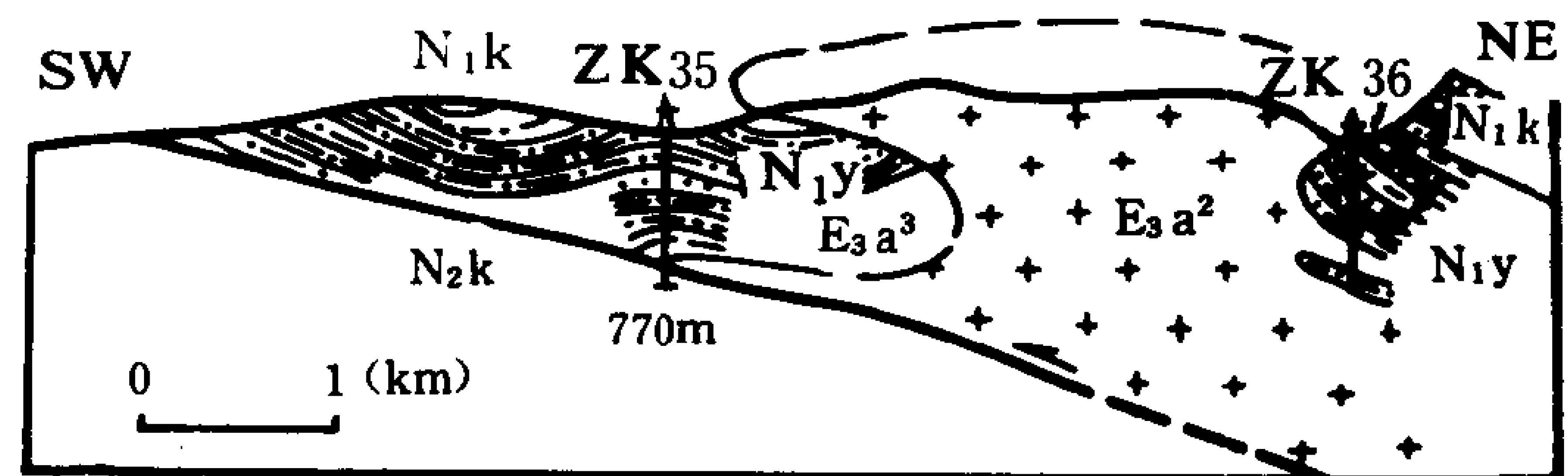


图 2−34　新疆塔里木盆地北部库车凹陷的阿其克苏盐丘横剖面图（袁见齐、蔡克勤，1985）

四、基底弯曲隆起组合

基底弯曲隆起组合只存在于稳定的克拉通块体内部，习惯的说法是稳定地台内部。很显然，如果存在基底块断结构，地壳的升降差异可以通过断层调节。只有当基底完全或几乎完全刚化成块体时，盆地才有可能引起基底弯曲隆起的表面构造组合。考虑到稳定地壳的厚度通常不少于 30km，基底的弯曲隆起必然是大型的和孤立的。一般认为它们的成因机制是上地幔中的热对流，或者由于热膨胀或收缩使岩石矿物相及其电性和化学性质发生反应与转变。

这类隆起中最著名的是川中隆起。无论从地史学的古构造研究或者沉积学的方法分析，川中隆起是确实存在的。然而，从古生代至早中生代，隆起的位置发生向东偏移，轴心由乐山—龙女寺移向泸州—开江。隆起的成因可能还与盆地中央区更加稳定有关。当盆地开始沉积时，外围的沉积和沉降速度都明显比中央区增大，形成某些边缘洼陷的性质。海西期（前二叠纪）和早印支期（中三叠世末），由于构造变动，产生区域性隆起、侵蚀，使中央隆起幅度更加增大。隆起轴心的偏移，则是中三叠世后，龙门山槽地关闭，并向盆地冲断，前缘不断向盆地推进的结果（图 2–35）。

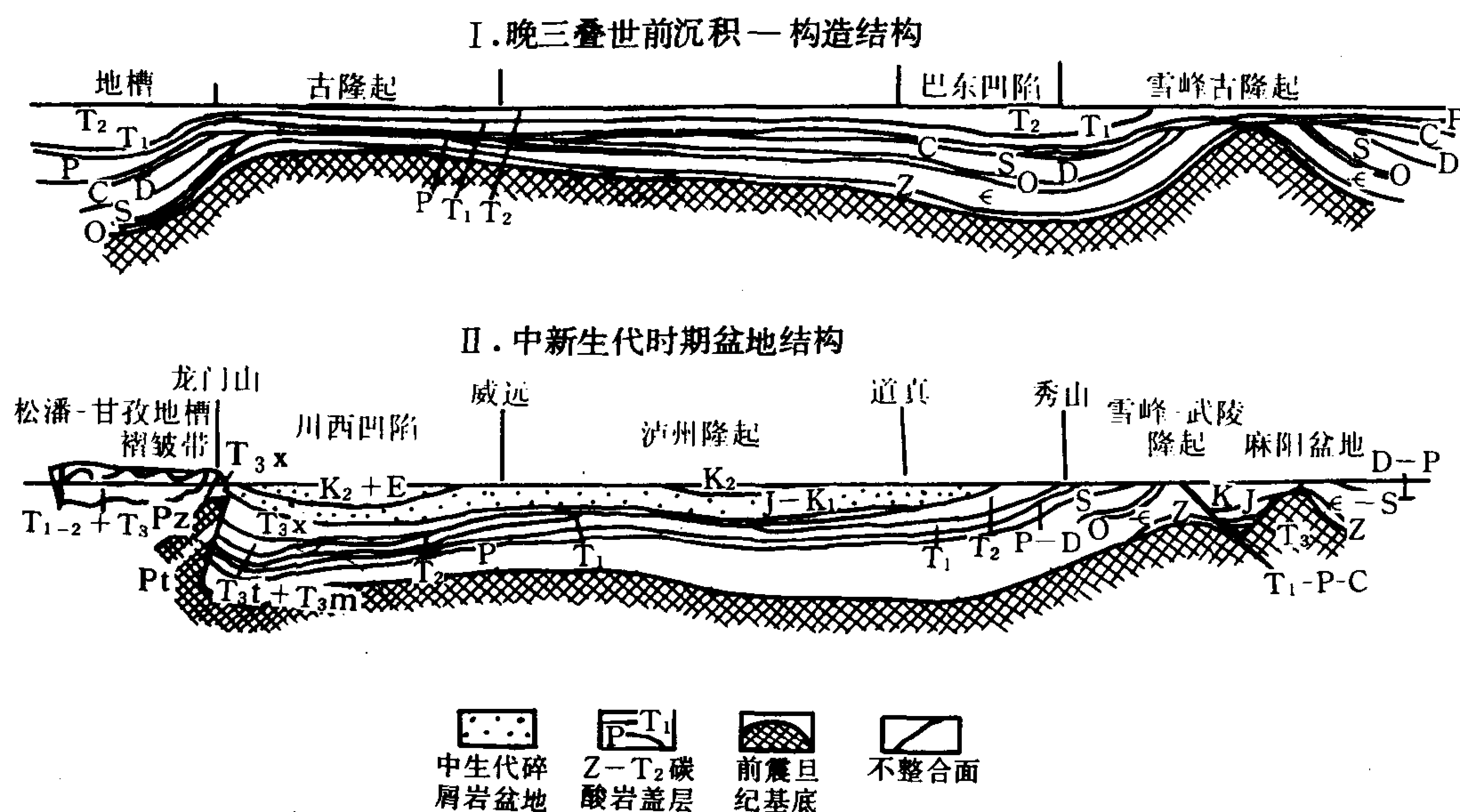


图 2–35　四川盆地结构的示意模式图（王尚文等，1983）

塔里木地块同样十分稳定。据近期报道，盆地中央也存在一个大型的塔中隆起，面积 8 千余平方公里，幅度近 1800m，深处石炭系直接不整合在奥陶系碳酸盐岩之上。这表明晚加里东至早海西期，隆起就已初步形成。

此外，普遍认为鄂尔多斯盆地存在一个中央古隆起，只是由于中生代晚期盆地东侧大幅度抬升，改造成为区域性的西倾斜坡，向外侧倾斜的隆起面貌已不复存在。

这类构造组合由于一般具继承性，形成时期长，而且面积巨大，幅度明显，占有可观的圈闭面积，往往被看作是形成巨型油气聚集的远景对象。然而，无论从世界的和四川的勘探实践都表明，在大型隆起范围内的油气聚集往往具局限性。它所组成的油气田的大小，受

生、储、盖岩层组合的控制。特别是盖层的性质，对圈闭内油气聚集的烃柱高度具决定性的作用。

五、基底冲断组合

基底冲断或可称为挤压块断，其特征是上覆沉积岩和基岩一起发生逆冲断层及其伴生的褶皱变形。

近年来，国内地质界中出现逆掩断层推覆体热，许多情况下把在挤压应力场背景条件下发生的冲断构造变形，不论基底是否被卷入，统统看作是逆掩，而且只要发生过逆冲位移，上盘就成了推覆体（nappe）。本文认为推覆体与一般冲断上盘的区别在于前者属外来的移置岩体，后者则虽经位移，不论距离大小，属原地沉积。例如，欧洲的阿尔卑斯褶皱是推覆体概念的发源地，其北邻是磨拉石盆地。该盆地外缘的褶皱磨拉石层序，同样存在冲断，没有人认为是推覆体，只能称为冲断席（thrust sheet）。那里的第一个推覆体是下第三系海尔维特复理石相覆在原地的第三系磨拉石相之上。冲掩到前陆盆地上的复理石岩体当然不是中欧地台基底上的沉积层序。

近十余年来，立足于地震深地壳剖面资料的现代构造理论，认为一切大型冲断层如同正断层一样，在深处也必然在粘性层带中平出成为犁状。这种粘性层带可分为两类。一类位于深层，与下部地壳某一层的热变粘滞化有关，成为韧性剪切带；另一类发生在浅层沉积岩层中，下限是沉积岩与结晶基岩的交界面。深层平出反映到地表为基底冲断，属厚皮构造，这是本段论述的课题。浅层沉积岩中的滑脱冲断，称薄皮构造，将在下一段中讨论。

据岩石学观点，基底不论是古老的结晶基岩，或者是不同程度变质变形的造山基岩即褶皱基底，都发生在正常沉积层序之前。所以，当多层次的盆地互相叠覆时，前盆地期的沉积岩系只能认为是底板而不是基底。然而，如果盆地期下伏沉积岩层序已经遭到非常复杂的变动和大量的岩浆侵入活动，虽然不一定全都变质，但也不妨看作是基底。

从我国的陆相沉积盆地而言，西北区诸盆地的主要控制构造风格属基底冲断组合。这一现象的发生，不但是因为我国西部在晚第三纪时受到印度板块的碰撞而成为强烈的挤压区，而且历经海西、印支、燕山多期地壳块体互相拼合挤压的影响。这些多期性的基底冲断，有助于形成断层圈闭，曳引和披覆褶皱，以及不整合和古地貌等多种类型油气圈闭。塔里木盆地塔北隆起的前中生代基底冲断层是典型的海西期挤压活动的结果（图 2-36）。这些断层，大约在晚二叠世时，成为基性岩浆侵入或溢出的通道。进入中生代，冲断活动停止而出现拉张块断。但是，海西期基底冲断经侵蚀造成的平缓潜山及由此引起的中生代披覆压实构造，都成为油气聚集的有利场所。

准噶尔盆地西北侧的克拉玛依冲断带，由印支期到早燕山期持续活动的多个冲断片所组成，后来被中上侏罗统所不整合超覆，形成著名的克拉玛依大油田。该陆相盆地沉积从晚二叠世开始，有明显的盆地边缘相粗碎屑岩。下伏石炭系和下二叠统以海相沉积为主，间夹发育的火山岩及火山碎屑岩，且石炭系中有花岗岩侵入体，显然属于褶皱基底。因此，克拉玛依冲断带应属厚皮的基底冲断。

准噶尔盆地东北缘的乌伦古—吐孜托依拉冲断带（图 2-37），以及该盆地东部火烧山和北三台一带的冲断体系，充分表明这些基底（石炭系以火山岩为主，属褶皱基底）冲断具有不同的活动时期和延续过程。火烧山的冲断活动显然发生于印支期，而乌伦古冲断层主要完成于侏罗纪末，对白垩系底部仍有影响。

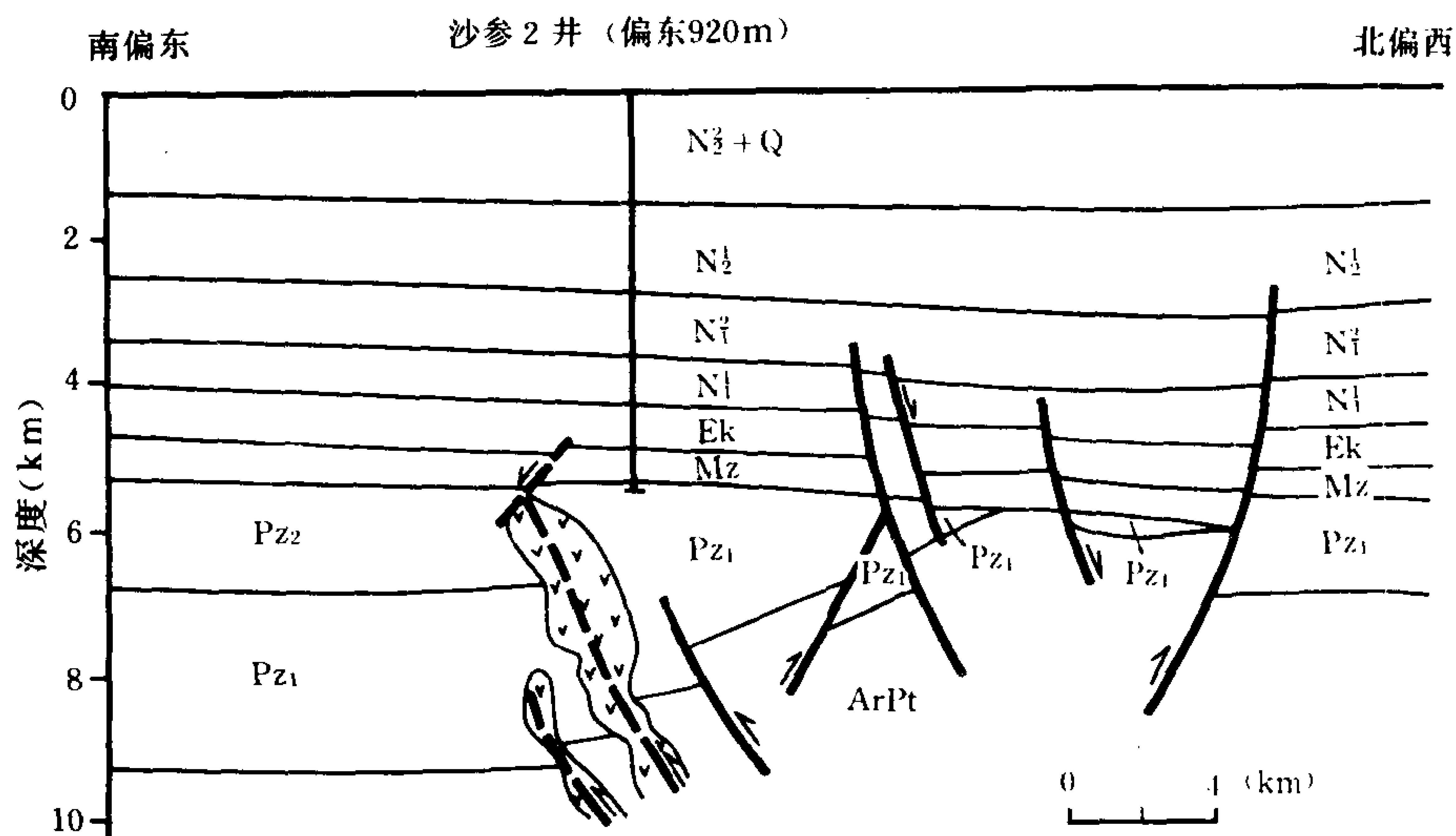


图 2-36 通过塔北隆起的 K83—23 地震测线的地质解释图（垂直放大一倍，甘克文，1989）

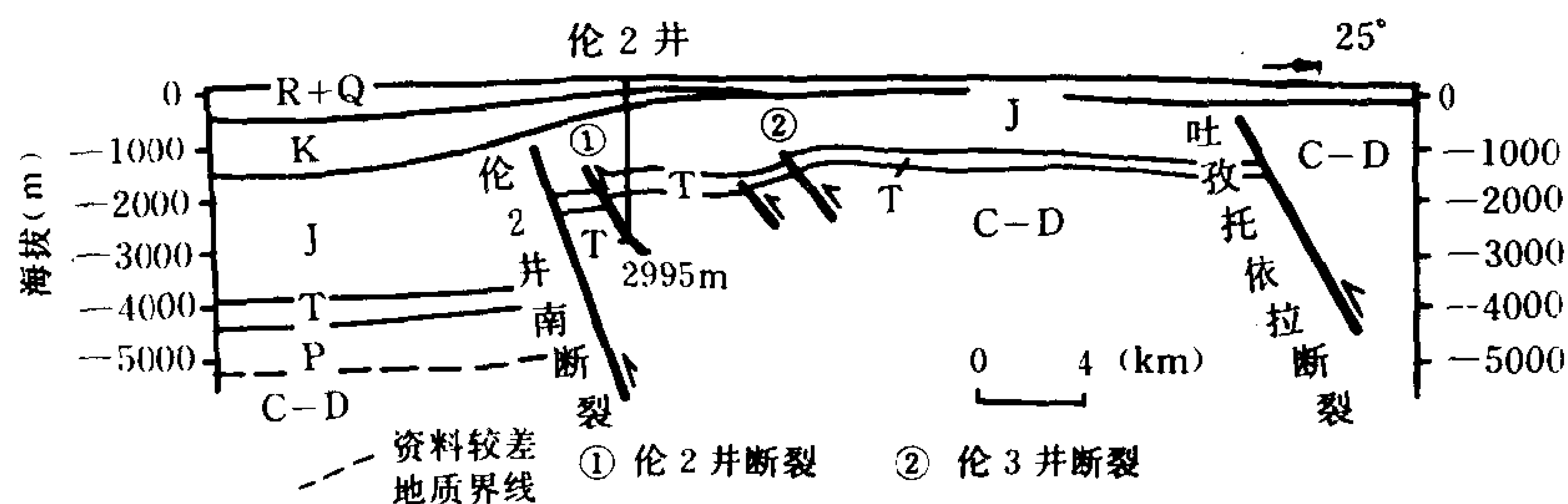


图 2-37 准噶尔盆地东北部乌伦古—吐孜托依拉冲断带

L8408 地震测线地质解释剖面图（赵文智等，1989）

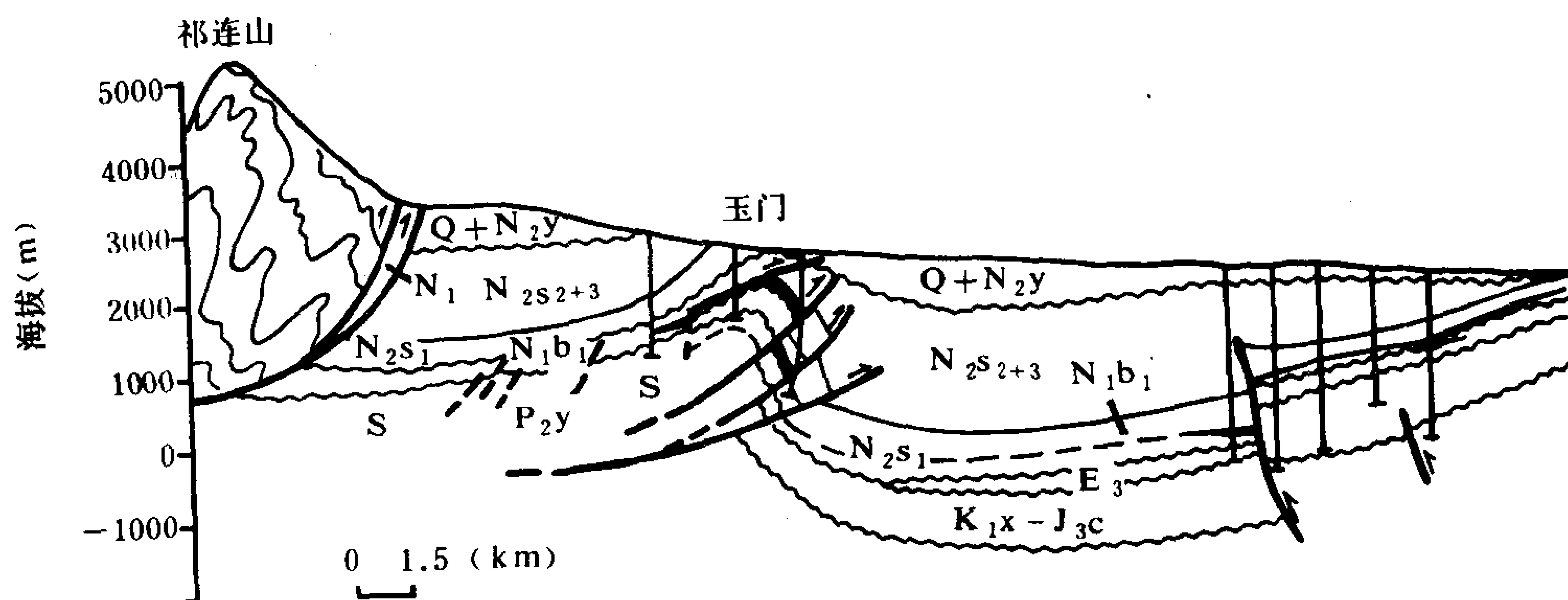


图 2-38 酒泉盆地西段构造横剖面（谭试典，1985）

一种值得重视的现象是这一类基底冲断，向着现代地形上的高山区或盆地边界，时代逐渐变新；而象准噶尔盆地北部的低山丘陵边界则发生时代较老。最典型的是祁连山南北两侧成为酒泉盆地南界的冲断层（图 2-38）和成为柴达木盆地北界的冲断层（图 2-39），都一

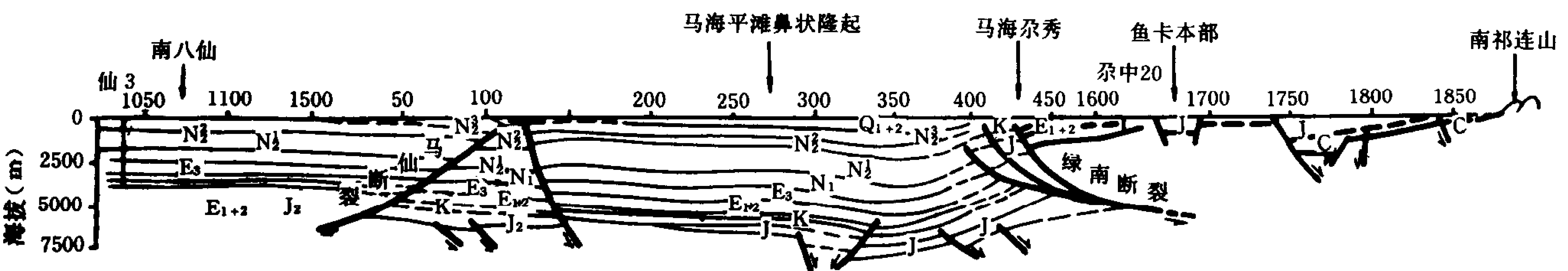


图 2-39　柴达木盆地 1001 地震测线综合解释剖面（狄恒恕，1984）

直影响到第三系甚至第四系的沉积。众所周知，祁连山的下古生界和天山的上古生界都是造山基底。以往人们对基底冲断的解释偏向呈扇形，认为断面向上变平；近年来的解释则出现转向滑脱型向下平出的趋势。实际情况远较人们想象的模式复杂得多。盆地边界冲断层断面倾角的陡或缓，一方面取决于盆地前原始破裂带的格架，同时受盆地期沉积岩厚度和其特征的影响。无论如何，基底冲断掩覆下的山间盆地带不可能象现代地质界解释 A 式俯冲带那样宽阔，盆间的褶皱山脉也不可能是无根的外来岩体。此类冲断带对油气前景的影响则完全取决于盆地自身的条件，能否形成有利圈闭更需要有后期超覆不整合沉积层序的披覆。

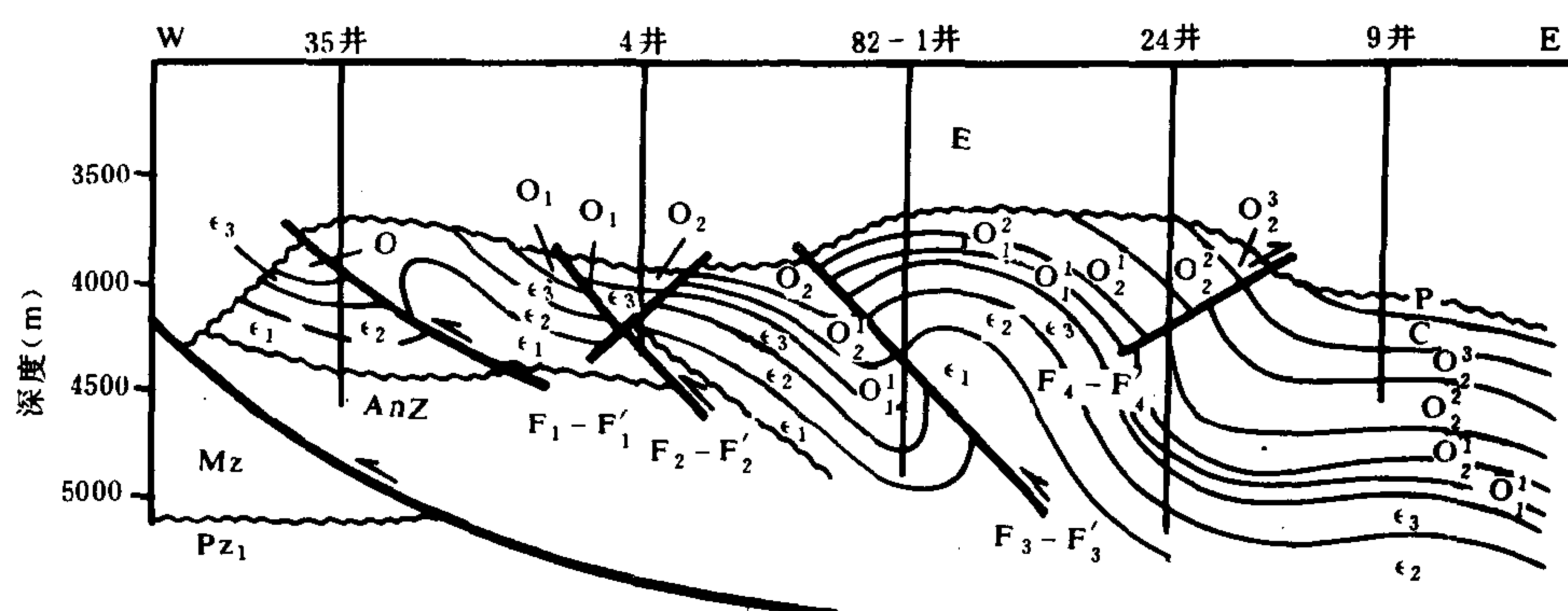


图 2–40　孤北潜山 178.0 地震地质解释剖面（张日华等，1989）

东部的陆相盆地，一般人们都认为属拉张应力场构造体制。但从演化的地史学观点认识，在新生代前，尤其是晚侏罗世前的燕山活动期，整个中国东部也经历过相当严重的挤压变形。即使在华北、扬子等古老的克拉通块体上，根据地震和钻井资料，都证明存在基底冲断构造。然而一般情况下，冲断位移在新生代沉积前已经长期侵蚀而只留下地形上的一些起伏，且被第三系底部不整合面所掩盖。渤海湾盆地济阳凹陷中的孤北潜山，就是一个典型的例子（图 2–40）。这也是长时期来，人们对东部地区看重新生代以来的张性构造而忽视下伏还存在挤压构造的重要原因。但是，80 年代以来，也确实发现个别早期的基底逆冲断层之上的新生界中，也有冲断叠覆的迹象。典型的实例是辽河的冷加堡油田，钻井证明其沙河街组可冲断到东营组之上；按常规解释，这是早期基岩冲断在晚期的复活位移。但根据 Ellis 和 McClay（1988）的实验模型，当拉张的犁式断层呈断坡和断坪的复式形状时，在滑脱过程中，断块带的下落盘包含有一个向斜和局部逆冲断层的复杂变形带。据笔者所见的华北地区文安 85–910.25 地震测线和辽河 80.6 地震测线，在下第三系中出现局部冲断的位置，都可见到第三系盆地底板侵蚀滑脱面呈现这种断坡与断坪的组合特征（图 2–41）。所以，从原始条件而言，前盆地期的基岩或底板冲断只对第三系的沉积前地貌形态起作用，上覆地层的冲断则是区域拉伸滑落引起的冲断，与基底冲断不发生直接关系。

六、滑脱冲断褶皱组合

被称作薄皮构造发生在沉积岩层序中的滑脱冲断褶皱变形是 70 年代以来构造研究方面的一项重大突破。这种构造风格一般都发生在稳定克拉通区弯曲下沉盆地的沉积层序中。构造背景是盆地邻近活动带的一侧，习惯的述语是前陆盆地的活动边缘一侧。国际上典型的滑

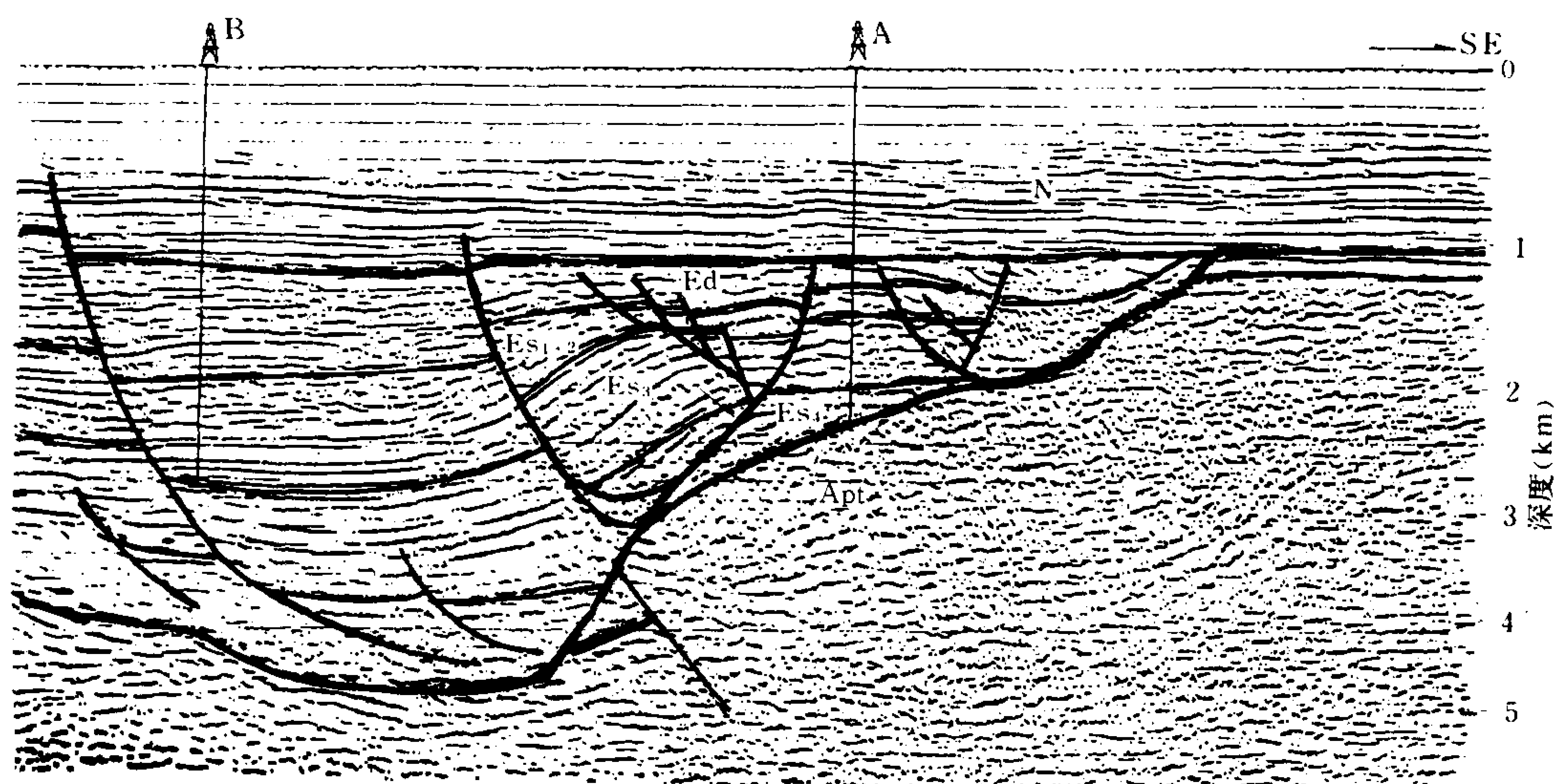


图 2-41　辽河地区穿过冷加堡油田的 80.6 地震叠加
偏移剖面解释图（据陆邦干等，1989 修改）

脱冲断褶皱组合是美国和加拿大的落基山山麓带。这种滑脱冲断褶皱变形带，现在被人们称做 A 俯冲带，其特征是原来大陆地壳边缘的冒地槽沉积带在遭到地体碰撞时，发生由被动边缘基底断落逆转为上升冲断。由于原始稳定克拉通地块基底不可压缩的刚性特征而向其上覆沉积地层中推挤，形成沉积岩层序中复杂的滑脱冲断变形。褶皱活动带在碰撞挤压过程中上升相当高，所以在向稳定区推挤的同时具有重力扩展和重力滑动的作用。冲断滑脱的复杂程度和幅度与碰撞体的大小以及稳定克拉通上沉积层序的厚度及岩石层强、弱相间的特征呈正相关。此外，这类滑脱冲断最主要的特征是不论滑脱冲断距离多大，上下盘的地层层序可以依次对比，这就是典型的薄皮构造特征，其后缘，即向盆地的外侧方向，才可见到与变质基岩相关的厚皮冲断。

根据上述原理，可以进一步认为，当沉积层序中具有强、弱相间的岩石组合时，特别是盆地基底相当稳定化或刚化时，盆地的沉积层序中就可能派生出因盆地边缘活动带向盆地推挤而产生的滑脱冲断褶皱。所以，这种滑脱褶皱，不但在克拉通盆地的活动带边缘一侧，如四川的龙门山前缘和鄂尔多斯盆地的西缘十分发育，在西部地区的一些中间地块盆地和活动带块断盆地中也存在。

近年来，由于地震资料的不断改善，人们发现那些浅表层呈复杂梳状或箱状褶皱的地带，无论是四川的龙门山前缘和川东的构造带，地震反射剖面都证明它们的深处构造趋向平缓和简单。因此，对这些构造的地质解释正在逐步转到滑脱冲断褶皱的模型上来。考虑到川东的褶皱构造主要由前晚三叠世以碳酸盐岩为主的海相地层组成，所以着重以川西龙门山前缘区为例子。四川盆地西北缘从外侧的龙门山向盆地可分为四带。①外龙门山带，为槽地型的变质沉积岩，大致可与原始的古生代冒地槽或边缘海沉积区相当。②后龙门山带，包括前震旦系结晶基岩的冲断席，是原始的克拉通外缘，属原始的基底断落正断层系转变为冲断席带的厚皮构造。③前龙门山带，包括下古生界、上古生界至下中生界的复杂滑脱冲断系列，

属扬子克拉通上的陆表海或地台沉积体系；在下寒武统、志留系以及三叠系中均有很发育的弱岩层组，所以有可能形成双重甚至三重的叠瓦冲断体系。根据赵友年等（1985）所表示的此带东侧从天台山至白鹿顶的地表横剖面，至少可以看出上层三叠系中的叠瓦体系。它们的顶部还有后面冲断席因重力滑动造成的飞来峰（图 2–42）。④前缘带，这里浅层滑脱叠瓦已经消失，但挤压的影响仍存在，并于三叠系中形成滑脱冲断褶皱。其典型例子是中坝气田（图 2–43）。该构造的侏罗系趋近是一个东南倾的挠曲，但在三叠系中因滑脱冲断而形成背斜。储气层包括了海相的雷口坡组雷 3 段白云岩和陆相的须家河组须 2 段冲积扇砂岩。

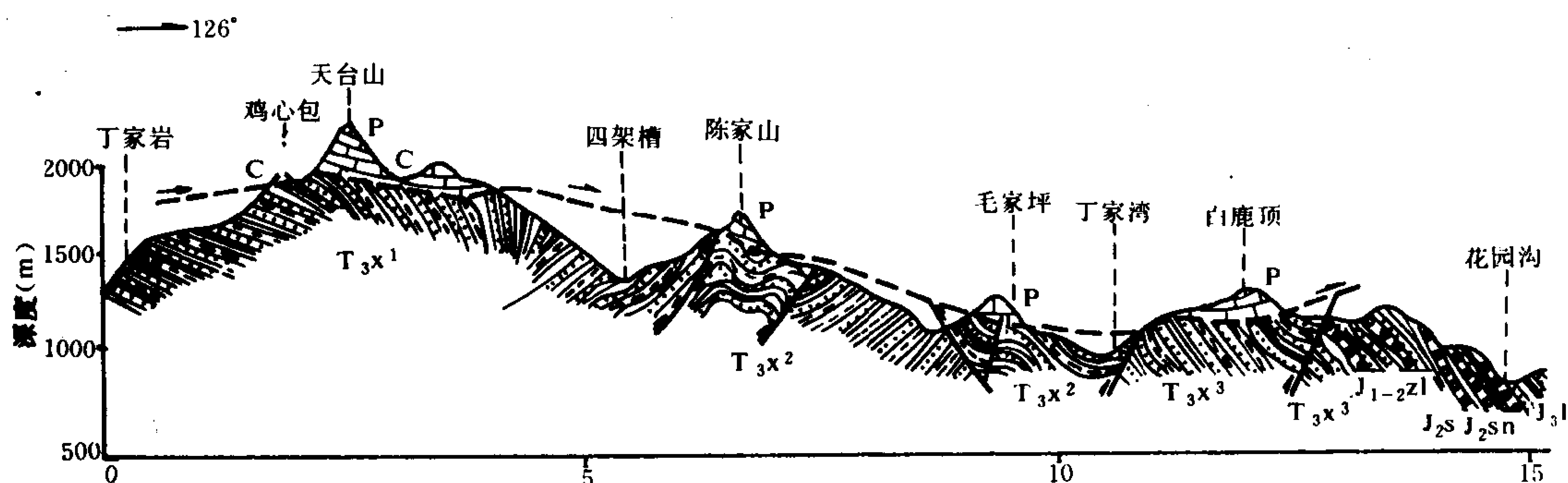


图 2–42　四川前龙门山带中三叠系的叠瓦冲断和上覆的上古生界重力滑落飞来峰（赵友年等，1985）

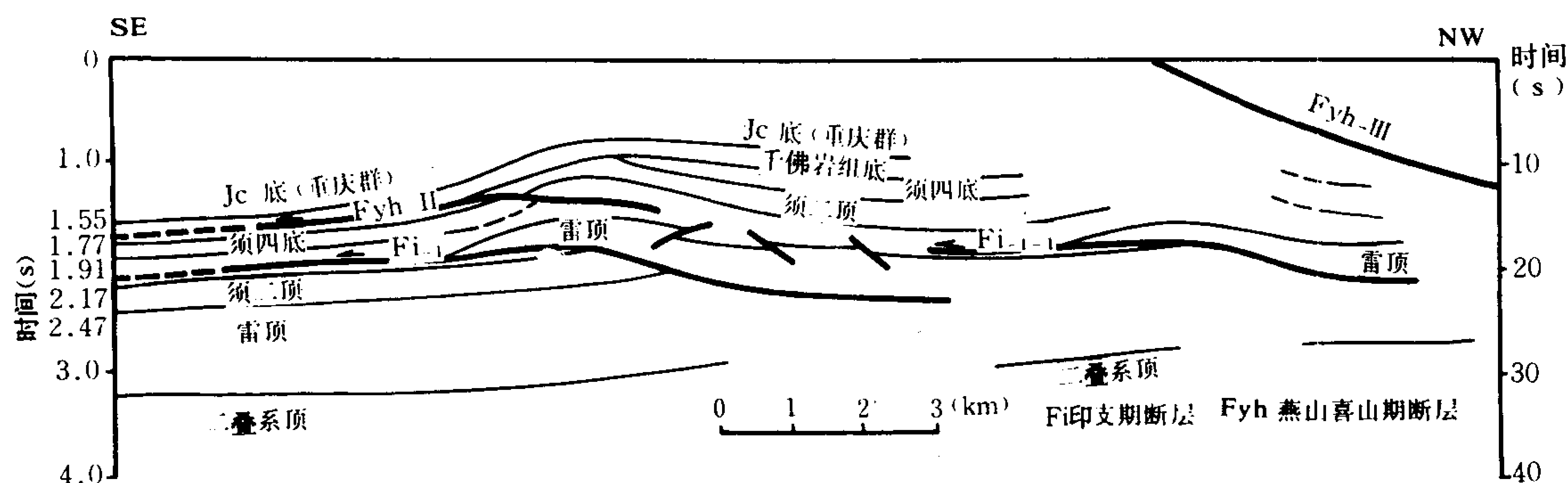


图 2–43　四川龙门山前缘中坝气田地震解释剖面（据卢华复等，1988）

与川西的龙门山区相比，鄂尔多斯盆地西缘由于地形平坦，地表条件较好，整个滑脱冲断构造组合更清晰。根据长庆石油勘探局 85061 测线时间剖面所做的地质解释，表明克拉通基底平缓地向西俯冲没入祁连褶皱体系之下。此处的主要滑脱层除了沉积层序底部外，石炭系与奥陶系的不整合面附近以及前缘的延长组长二段都有发育的弱岩层，从而形成多层次的滑脱。这就是浅层构造远比深层复杂的根本原因。值得强调的是这里的主要油气田集中于冲断褶皱带前缘的三角变形区，因那里有背冲断层伴生的背斜和断层圈闭，因而形成了若干个陆相沉积的中生界油气田（图 2–44）。

近年来，随着地震调查技术的改进，在一些山间地块的前缘洼陷和活动带的山间块断盆地中，也发现了滑脱冲断构造。前一种见于天山北麓，因褶皱基底（石炭系）向前缘洼陷冲

断推进，导致上覆沉积层序因滑脱冲断而形成梳状褶皱，甚至伴生泥火山。独山子等天山北麓的山前褶皱带，就是这种条件下的产物。与此同时，沿褶皱基岩与侏罗系超覆不整合面以上的泥质岩层段（三工河组底），则有背冲断层（图2-45）。吐鲁番盆地挤压滑脱冲断形成的火焰山背斜带，及其北部台北凹陷中的一个潜伏平缓背斜（图2-46），似乎与沉积洼陷中心区泥质岩段较发育有关。沉积层序在滑脱冲断过程中，往往存在断坡与断坪的组合，以及相应的背冲断层。冲断层断坪的顺层活动，容易被习惯的地震剖面解释方法所忽视，在地面观察时，也常常由于倾斜一致而被忽略。但是，当我们用平衡剖面法进行复原时，就可以发现它们是确实存在的，而且如果我们加强地面或录井观察，同样可以发现滑脱层段的地层异常破碎并富含擦痕的动力变动证据。

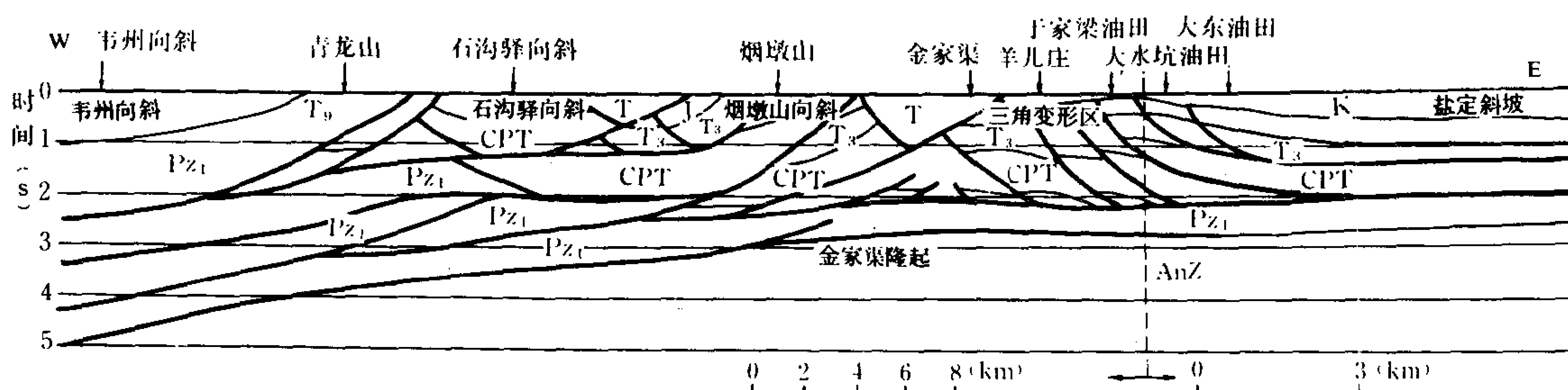


图 2-44　鄂尔多斯盆地西缘 85061 测线时间剖面的地质解释图

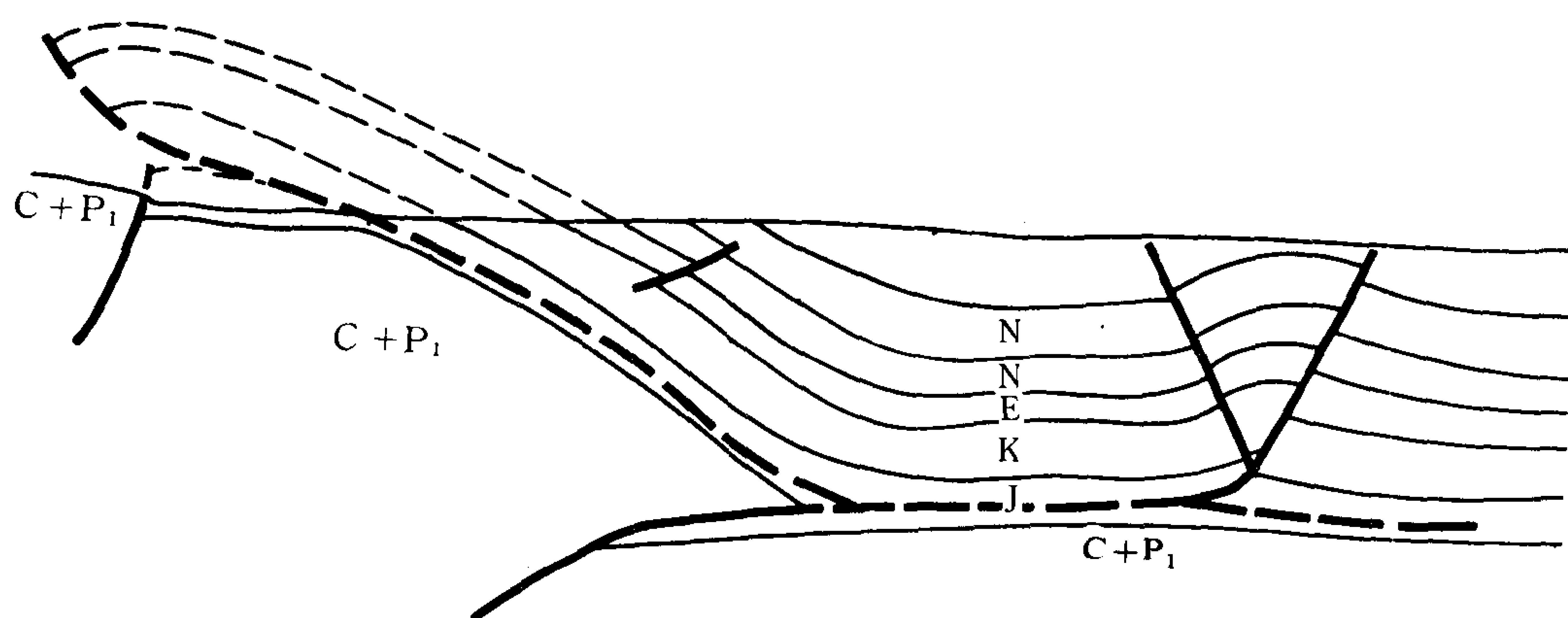


图 2-45　天山北麓准噶尔盆地南部切过独山子构造带的
AN8540 地震测线的地质解释剖面图（据王树祥，1987）

现在可以确定，滑脱冲断褶皱组合，虽然发生在挤压变形应力场的背景上，但十分重要的沉积岩层序中有相当发育的弱岩层组成的滑脱层。这种滑脱层往往不是泥质岩就是蒸发岩系，而且成为油气源岩或盖层的重要组成部分。所以，一方面我们认为滑脱冲断褶皱只是一种构造现象，是形成构造圈闭条件的一个重要因素；另一方面由于滑脱层本身在沉积学上与油气地质条件上的一定联系，我们设想滑脱构造组合发育的层段和地区，与盆地中该层段沉积时的洼陷中心是相一致的。基于这一认识，只要这些构造不是太破碎和埋藏过深，并且与一定的盆地相沉积组合有关，一般是具有油气远景意义的标志。

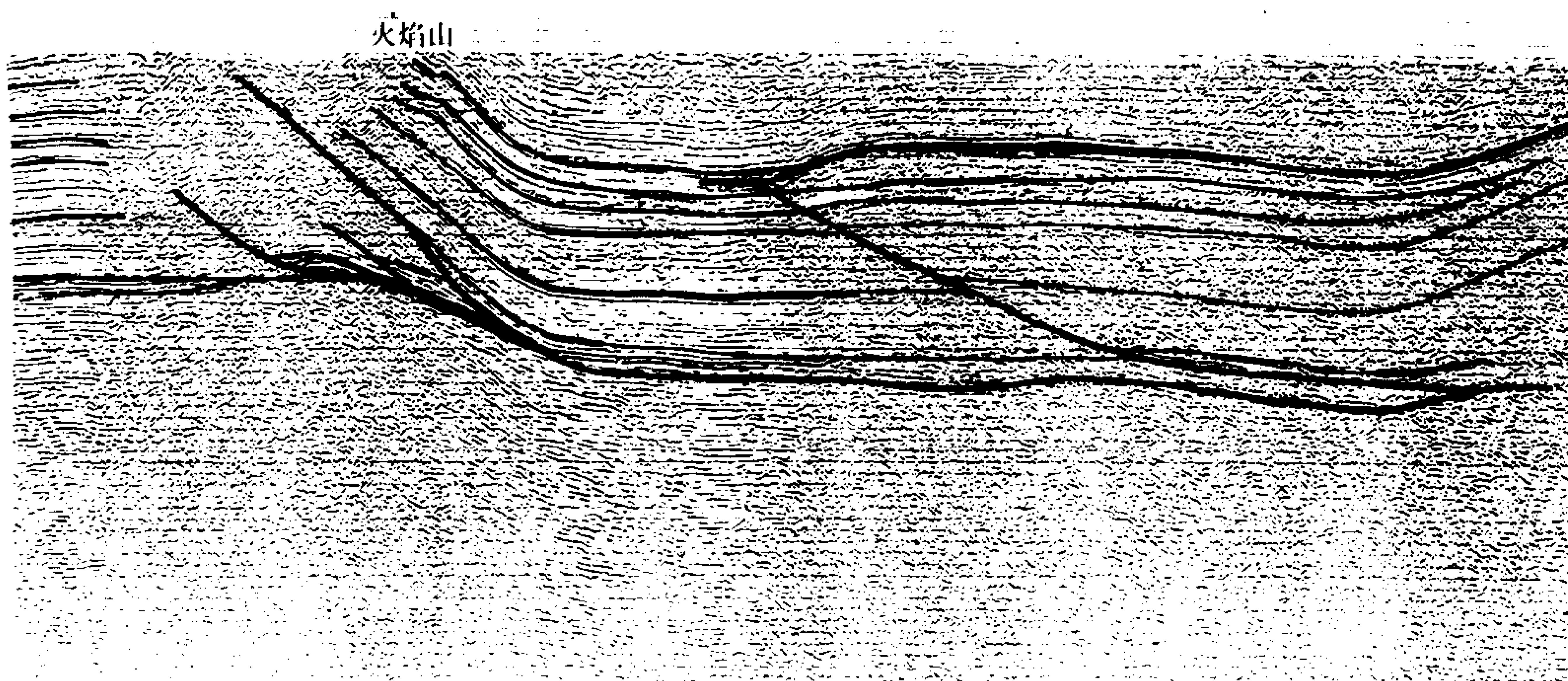


图 2-46 吐鲁番盆地 T84-105 测线地质解释剖面（据陆邦干等，1989 资料重新解释）

七、走向滑动或扭断构造组合

从变形力矩而言，挤压的或者拉张的应力场都是以垂直方向为最大或最小应力，只有在走向滑动时，垂直方向才为中间应力。但是，任何挤压或者拉张的应力方向，不一定都是对应良好的力偶，从而不可避免地会产生某些扭动作用。由于我国的大地构造位置夹持在三大板块之间，相互作用力的不均衡性，往往导致不同时期、不同扭转方向的走向滑动。扭动或走向滑动的标志为雁列式褶皱和冲断层或正断层。例如，华北渤海湾盆地就存在某种程度的雁行排列特征，所以有的地质家也考虑到这个地区可能有走滑体系的作用。无论如何，一种单纯的应力场方式总是比较少的，无论挤压和拉张，都很容易有扭动作用掺杂其间。我们讨论构造风格，只能举其最重要的方式。作为扭断的典型构造是花状构造，而且以基底的直立走向滑动断层为依据，并且在其基底中往往没有明显的垂向位移。此外，在以扭断为主要构造风格的地区，常常是张扭与压扭共生。根据现有资料，属于走滑背景下的盆地，主要是依兰、伊通和百色盆地。从百色盆地的横剖面（图 2-20）中可以见到正断层与冲断层共生的现象，而顺走向的 8605 地震剖面充分反映出典型的走滑拉伸滑脱的负向花状构造（图 2-47）。盆地沉积层序底部的始新统那读组湖相泥岩成为良好的滑脱层，井下岩心可以看到岩心破碎擦痕异常发育的特点。

渤海湾盆地区的东侧边界为著名的郯庐断裂体系，第三纪时为右行走向滑动，不可避免的对邻近的盆地发生影响。据辽河石油勘探局顾志明（1989）的资料❶，沿牛居—茱兴断裂，在三维地震资料可观察到平面上右行的羽状断裂以及剖面上正花状构造和负花状构造的交替出现和混存现象。

川东的许多地面褶皱，从宏观的区域上分析，是雪峰山及其东南方向华南褶皱系自印支旋回以来不断向扬子地块推挤滑脱冲断的结果。类似于美国东部冲断带的峪岭区。但川东褶皱自华蓥山断层以西突然消失，而且沿该断层以及其它某些构造带的断裂，在二叠系中见到辉绿岩及玄武岩。据此设想，此区不只是表层滑脱，同时伴随基底破裂。由于这些基底破裂

❶未公开发表。

具左行走滑的性质，所以在地震剖面中不容易反映出基底面的错位，但是却促使滑脱冲断褶皱具有典型正花状构造的特性，被当地的地质人员称为套叠构造或垒块构造（图 2–48）。

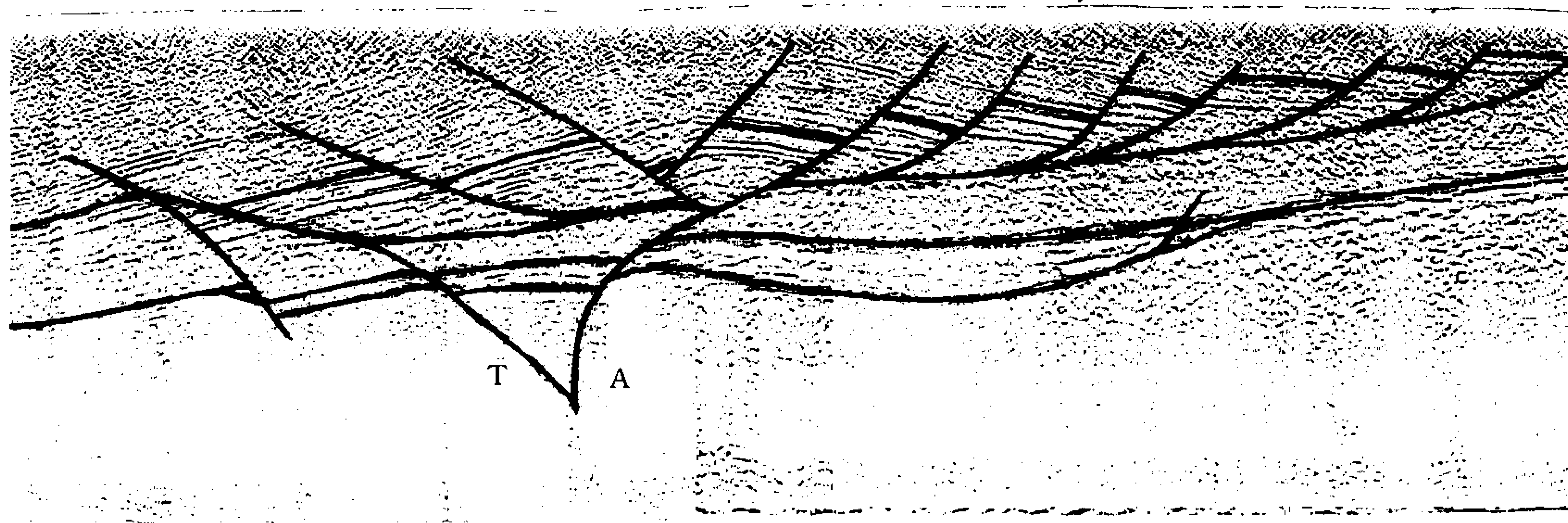


图 2–47　百色盆地沿走向 8605 地震测线的负花状构造组合图

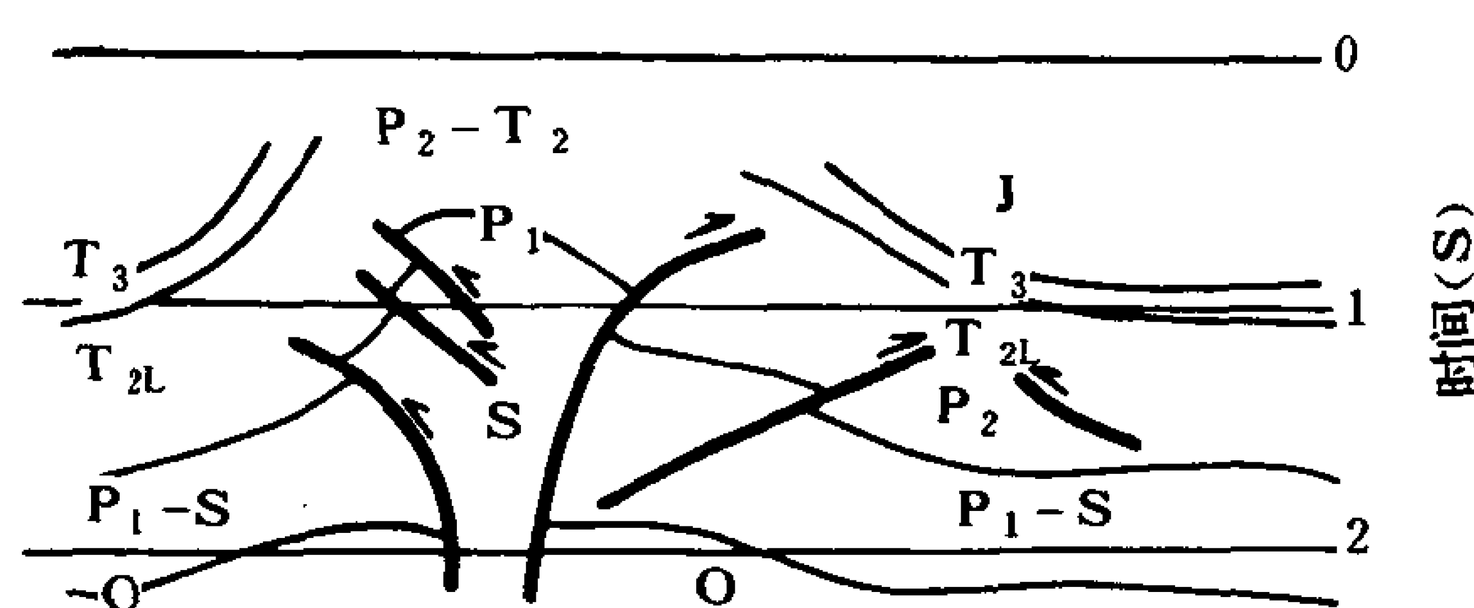


图 2–48　四川盆地东部的正花状构造图（王尚文等，1983）

对于走滑构造组合中的花状构造，无论正向的还是负向的，与冲断滑脱构造组合相类似，是一种有意义的远景圈闭方式。如果此类构造与拉分盆地（pull apart）共生，并且盆地具有良好的石油地质条件，很可能沿走滑断层带组成的雁列花状褶皱构造带是有利的远景层带。

八、火 山 构 造

除上述七类相当 Harding 和 Lowell 的八种构造风格以外，还有一种火山构造，是沉积盆地发育过程中岩浆活动形成的构造现象，包括火山喷发和溢出活动构造。此类岩体发生的背景主要是火山弧裂谷带或者是沿克拉通内部裂谷盆地的主断裂带。目前已有资料证明，盆地内部的火山构造存在于二连盆地区及东海大陆架温东坳陷的东侧。图 2–49 左侧的火山岩体反映了火山喷发作用喷发静止期在火山口成盆状塌陷，而火山口周围则为一圈不完善的环状隆起，后期的喷发又可以从某一个侧面刺穿上冲。

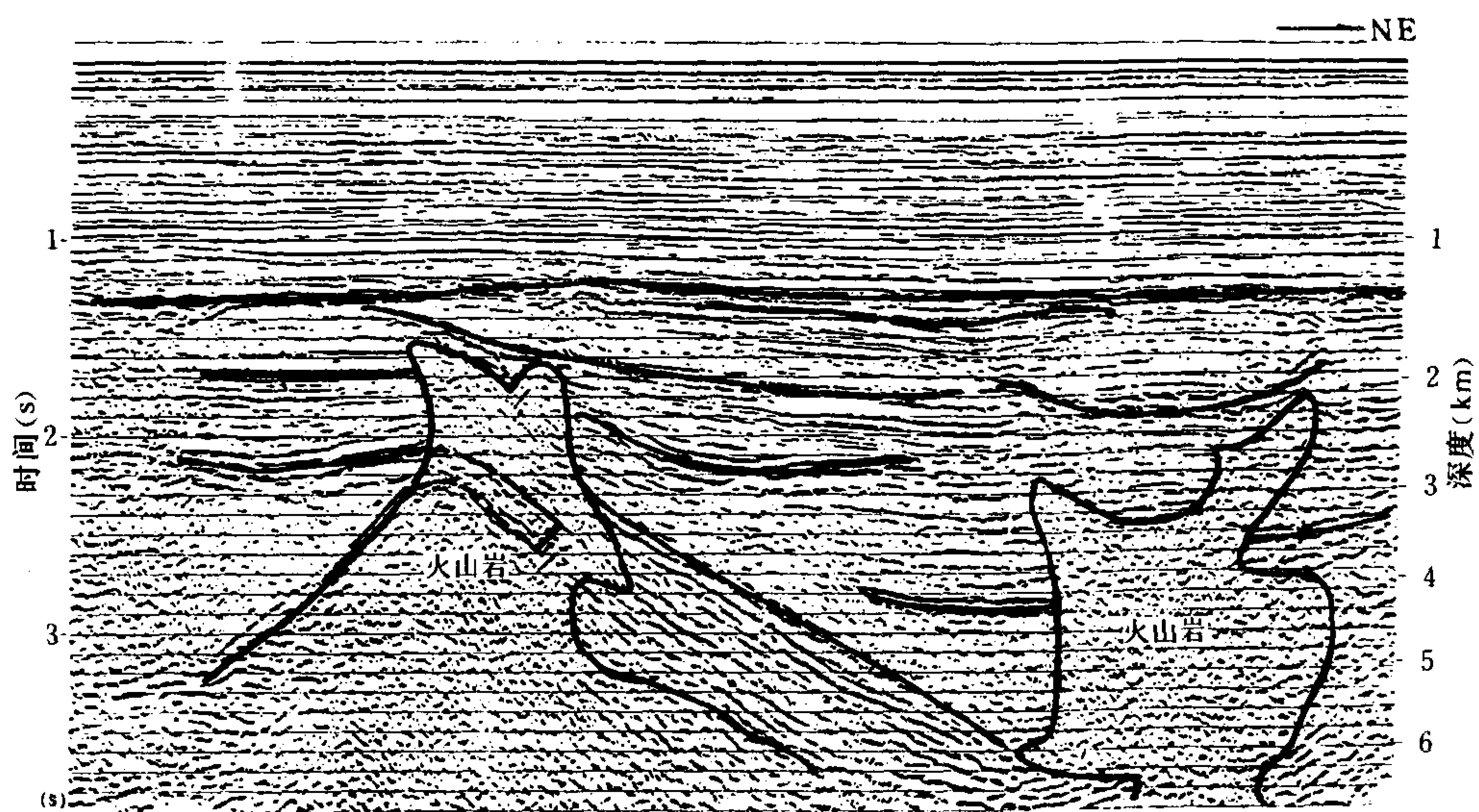


图 2-49 东海盆地区温东坳陷东侧前上第三系中火山岩体构造（W254 测线叠加偏移剖面）的地震解释（陆邦干等，1989）

参 考 文 献

于英太，1987，廊固凹陷油藏类型及油气分布特征，石油与天然气地质，第8卷第3期。

王同和，1986，二连盆地石油地质构造特征初探，石油地质实验，第8卷第4期。

王尚文等，1983，中国石油地质学，石油工业出板社。

王鸿祯等，1985，中国古地理图集，地图出版社。

甘克文，1989，从含油气盆地地质学的理论看塔北隆起及其附近的油源岩和远景区，石油实验地质，第11卷第3期。

朱　夏，1986，朱夏论中国含油气盆地构造，石油工业出版社。

朱　夏、陈焕疆，1982，中国大陆边缘构造和盆地演化，石油实验地质，第4卷第3期。

朱夏，1982，试论古全球构造与古生代油气盆地，石油与天然气地质，第4卷第1期。

江博明等，1986，台湾大南澳片岩的地质年代及台湾的地壳演变，台湾地质学会专刊，第7期。

李春昱等，1982，亚洲大地构造说明书。地图出版社。

许化政，1988，文留盐背斜形成与油气富集，石油与天然气地质，第3卷第3期。

孙家振，1985，潜江凹陷盐构造形成机制的探讨与模拟试验，蒸发岩与油气，石油工业出版社。

狄恒恕，1984，柴达木盆地北缘逆掩断裂带及其找油前景，石油与天然气地质，第5卷第2期。

张日华等，1989，济阳坳陷孤北潜山地质构造与油气富集规律，石油与天然气地质，第10卷第2期。

赵重远等，1984，河套弧形构造体系及其形成和演化机制，石油与天然气地质，第5卷第4期。

赵重远等，1990，华北克拉通沉积盆地形成与演化及其油气赋存，西北大学出版社。

赵文智等，1989，吐孜托依拉断裂带的构造特征及找油前景，石油与天然气地质，第10卷第1期。

赵友年等，1985，龙门山推覆构造初析，石油与天然气地质，第6卷第4期。

袁见齐、蔡克勤，1985，中国中新生代的盐体构造，蒸发岩与油气，石油工业出版社。

陆邦干主编，1989，中国典型地震剖面图集。石油工业出版社。

黄汲清指导，任纪舜等，1980，中国大地构造及其演化。科学出版社。

龚与觐，孔庆玉，1989，苏北淮安凹陷白垩系浦口组成盐条件讨论，石油实验地质，第11卷第2期。

陈泸生，1988，下杨子地区HQ-13线的综合地球物理调查及其地质意义，石油与天然气地质，第9卷第3期。

陈培源，1974，马祖群岛地质，台湾省地质调查所汇刊，1974年第24号。

费　琪，王燮培，1982，初论中国东部含油气盆地的底辟构造，石油与天然气地质，第3卷第2期。

惠荣耀，1987，准噶尔盆地西北缘的油气运移。石油实验地质，第9卷第1期。

钱定宇，1985，论秋乌煤系及拉述克至岗底斯陆缘山链磨拉石的时代。青藏高原地质论文集 16，地质出版社。

谭试典，1985，中国西北地区逆掩断层带与油气圈闭类型，石油与天然气地质，第 6 卷第 2 期。

Aubouin, J. et al., 1986, Two types of active margins: Convergent–compressional margin and convergent–extensional margins. in "Formation of Active Ocean margins". Terra Scientific Publishing Co..

Bally, A.W. Snelson, S. 1980, Realms of Subsidence. Mem. 6. Can. Soc. Petrol. Geol.

Crowell, J.C. 1973, Origin of Late Cenozoic basins in Southern California. in "Tectonics and Sedimentation".

Ellis, P.G. McClay, K.R. 1988, Listric extensional fault systems–results of analogue model experiments, Basin Research, No. 1.

Fairbridge, R.W. 1961, Eustatic changes in sea level, in physics and chemistry of the earth, Pergamon Press.

Harding, T.P. Lowell, J.D. 1979, Structural style, their plate–tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces, AAPG Bull, V. 63, No. 7.

Klemme, H.D. 1971, What giants and their basins have in common, Oli and Gas Jour. Vo. 69, No. 9.

Klemme, H.D. 1980, Petroleum basins–Classification and charisteristics, Jour. Petrol. Geol. Vo. 5, No. 2.

Leversen, A.I. 1966, Geology of Petroleum 2nd ed.

Lowell, J. 1985, Structural styles in petroleum exploration, Oil and Gas Consultants International Publications.

Liu Hefu (刘和甫), 1986, Geodynamic Scenamo and structural styles of Mesozoic and Ccenozoic Basins in China. Bull AAPG. V. 70, No. 4.

Li Sitian (李思田) et al., 1984, Sedimentation and Tectonic evalution of late Mesozoic faulted coal basins in north–eastern china, In Sedimentology of coal and coal–bearing sequences., Blackwell Scientific Publications, 1985.

North, F.N., 1985, Petroleum Geology, Allen and Unwin Inc.

Nur, A. and Ben–Arraham, Z. 1983, Break–up and accretion tectonics. in "Accretion Tectonics in the Circum–Pacific Regions", Terra Pub.

Pieters, P.E., et al. 1987, Correlation of early Tertiary rocks across Kalimantan in Proceeding of the 16th Annual Convention Indonesia Petroleum Association.

Ronov, A.B. et al., 1980, Quantitative analysis of Phanerozoic Sedimentation: Sedimentary geology, V. 25.

Sanford, A.R. 1959, Analytical and experimental study of simple geologic structures, Geological Society America Bull, V. 70, No. 1.

Seno, T. 1986, Age of subducting lithosphere and back–arc basin formation in the western Pacific Since the middle tertiary, ibid.

Tapponnier, P. and Molnar, P. 1976, Slip–line field theroy and large scale continental

tectonics. Nature, V. 261, No. 5584.

Triatsoo, E.N. et al., 1984, Oilfields of the World, 3rd Edition, Gulf Publishing Co.

Van de Weerd, A. et al, 1987, Geologic setting of the Kerandan gas and condensate discorvery, Tertiary sedimentary geology and Paleography of the northwestern part of the Kutei basin, Kalimantan, Indonesia, ibid.

Watson P. et al., 1987, Plate tectonic history, Basin development and petroleum source rock deposition onshore China. Marine and Petroleum Geology, 1987, V. 4.

Шатский, Н.С. 1957, Тектоническан Карта СССР и Сопредельных Стран В Масщтабе 1 : 5000000 Объяснительная Записка.

第三章　陆相盆地的沉积和储集层

我国沉积岩分布面积 6690000km^2，古生代及前古生代以海相沉积为主，中新生代以陆相沉积为主。目前我国原油的绝大部分产自中新生代地层或与其有关的前中新生代地层中。研究我国陆相沉积层的沉积特征及其与油气分布的关系，对发展陆相石油地质理论，指导油气勘探有重要意义。

陆相沉积层和海相沉积层在沉积特征上截然不同，陆相沉积层的沉积特征主要受古气候、离海远近、古地形与古水系及古构造环境所控制，形成不同沉积类型及多种沉积体系的沉积物。油气储集层在漫长的地质历史中所经受的复杂的成岩后生变化，对其物性和含油气性产生重要影响。

本章将首先探讨控制陆相沉积特征的诸因素，进而分析所产生的沉积类型、沉积模式和沉积体系。最后将阐述陆相碎屑岩储集层的成岩作用、孔隙分布规律及预测。

第一节　控制陆相沉积特征的基本因素

一、古气候带对陆相沉积特征的影响

古气候带是决定陆相沉积层的岩性组合和植被面貌的重要因素。我国疆域辽阔，南北跨越多个气候带，98%的疆土处于温带和亚热带的控制下，在中新生代地质历史时期也基本如此。在不同的气候带，其干湿度、植被面貌、地球化学环境以及风化剥蚀、搬运和沉积条件均有差别，并最终表现出沉积物地带性差异分布的特点。

例如，早第三纪是我国重要的成油期之一，也是气候带分异明显的时期，自北而南可以分为四个气候带（图 3–1）。

（一）北部潮湿暖温带—温带

该带包括东北大部和内蒙古自治区东北部。植被面貌为针叶—落叶、阔叶混交林，气候潮湿，植被繁茂，发育暗色泥岩及含煤沉积。如三江盆地和抚顺盆地。

（二）半潮湿半干旱亚热带

该带东起渤海湾盆地，西至准噶尔盆地。植被面貌为含较多亚热带植物的针叶—阔叶混交林，因处于干旱亚热带和潮湿暖温带之间的过渡带，具有干湿交替的气候环境，形成暗色、灰绿色为主的沉积物，含煤线或杂色沉积。如渤海湾盆地。

（三）干旱亚热带

该带包括华中地区至青海和新疆南部。因处于亚热带高压和信风经常控制下，高温少雨，属于疏林草原（含大量灌木丛、草类）植被面貌，发育大量红色沉积和盐类沉积，在盆地演化中期的较深水区也发育暗色沉积。如江汉盆地、柴达木盆地和塔里木盆地。

（四）南部潮湿亚热带热带

该带包括华南地区至西藏及广东、广西沿海大陆架。气候潮湿，高温多雨，植被面貌属常绿—落叶阔叶混交林。发育暗色泥岩、油页岩及含煤沉积。如广西百色盆地，广东三水盆地，海域的珠江口盆地、北部湾盆地和莺歌海盆地。

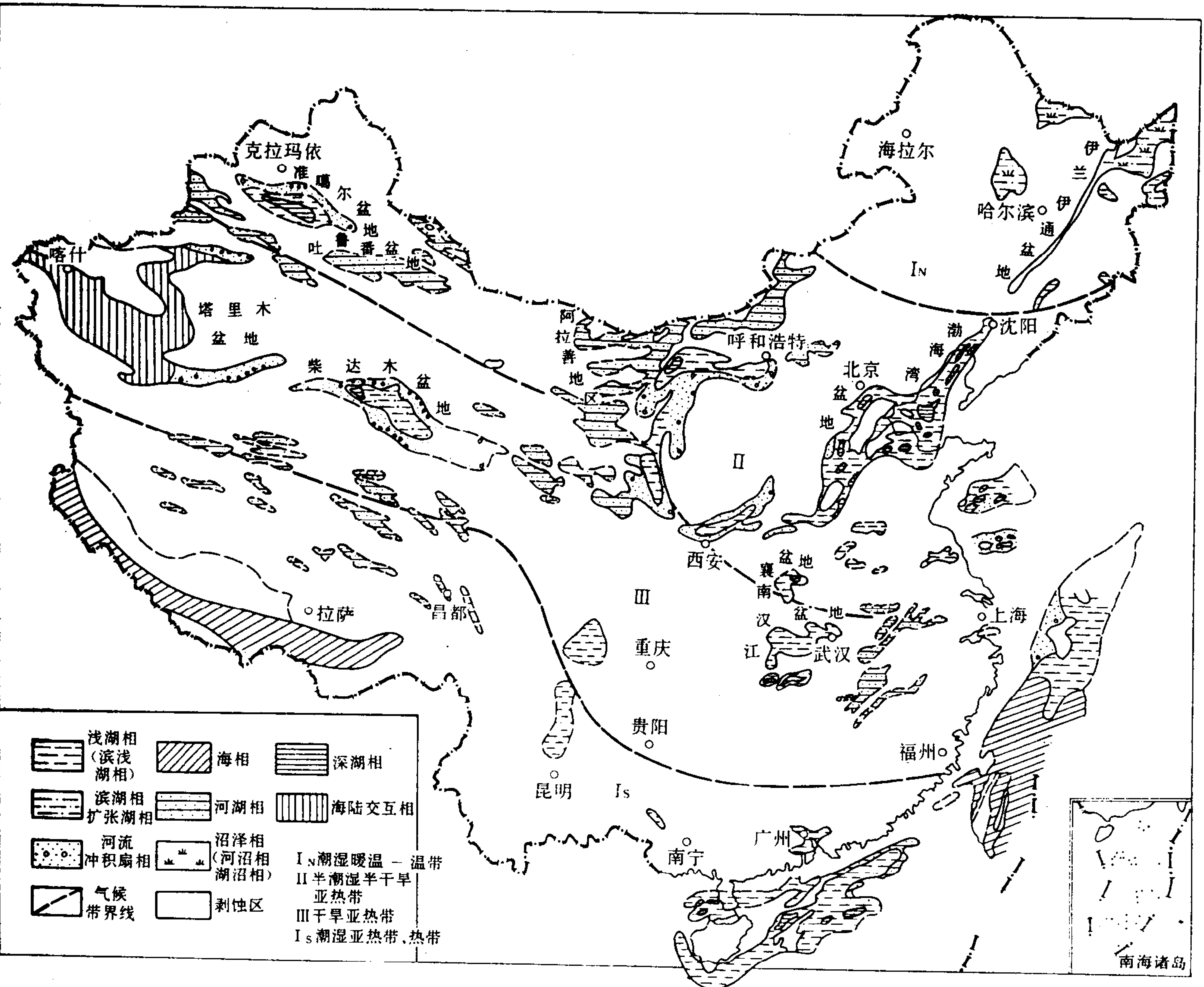


图 3-1 中国早第三纪沉积盆地沉积相图（蔡进全编，1987）

可见，纬向的气候带对陆相沉积物的形成有重要的影响。在潮湿带发育暗色泥岩及有机岩组合，在干旱带发育红色沉积和膏盐沉积及部分暗色沉积，在干湿交替的过渡带发育暗色、灰绿色沉积，有时含煤线和杂色沉积。这三个带的沉积都存在生成油气的潜力，但有较大的差别。

二、海洋环境对陆相沉积特征的影响

海洋环境是影响陆相沉积层的岩性组合特征及生物面貌的重要因素。海西运动后期，海水逐渐从中国大陆退出，并发育许多陆相沉积盆地，有的位于大陆内部，如准噶尔盆地、酒西盆地；有的位于近海环境，如东北、东南、西南和西北等陆缘地区。近海环境的沉积盆地受海洋环境的影响有二种情况，一种是海侵，在陆相沉积层中出现一些海相夹层，如晚三叠世的四川盆地；另一种是“海泛”，陆相沉积层中出现半咸水环境与淡水环境的交替沉积，产生特有的过渡性生物群落，如早第三纪的渤海湾盆地，有以华北介为代表的介形类，以渤海藻为代表的藻类，既非典型海相，也非典型陆相。在某些层位还有颗石藻、有孔虫及海胆骨骼的出现，近海半咸水环境更有利于某些特有门类生物的繁殖，如下第三系沙河街组中广泛分布的渤海藻、副渤海藻，有利于形成优质的油源层。

三、古地形及古水系对陆相沉积特征的影响

古地形是决定陆相盆地沉积体系发育特征的重要影响因素。陆相盆地常处在山系和高地的包围中，具有多水系、多入流，形成多沉积体系的共同特点。由于地形坡降及盆地面积的差别很大，不同类型沉积盆地的沉积体系也各具特色。例如，大型开阔盆地常发育源远流长、相带发育完整、分布面积广的沉积体系，可以包括冲积扇—辫状河—曲流河—三角洲—浊流沉积体系（图 3-2）。

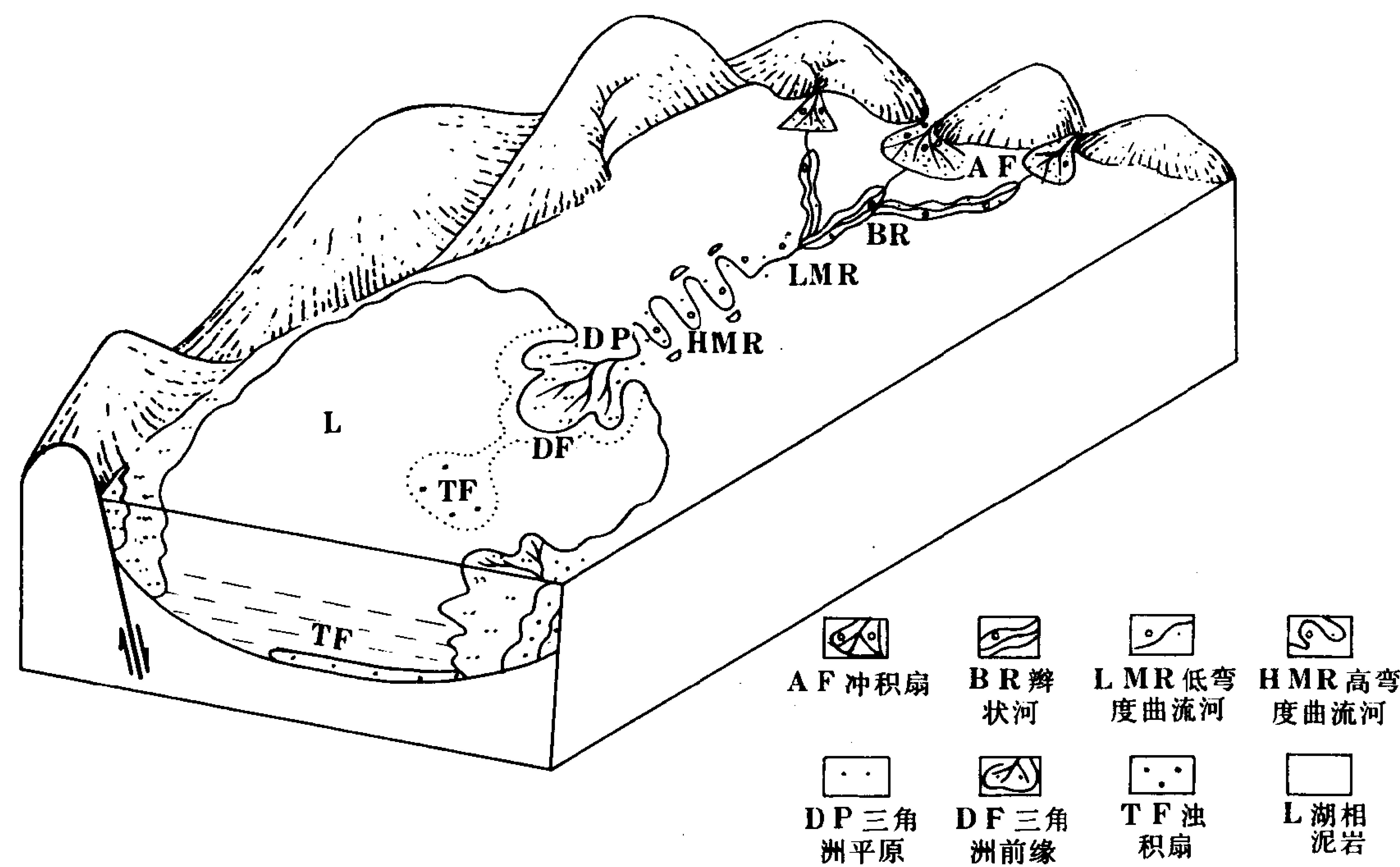


图 3-2　潮湿带坳陷盆地沉积体系模式图（据裘亦楠，1988）

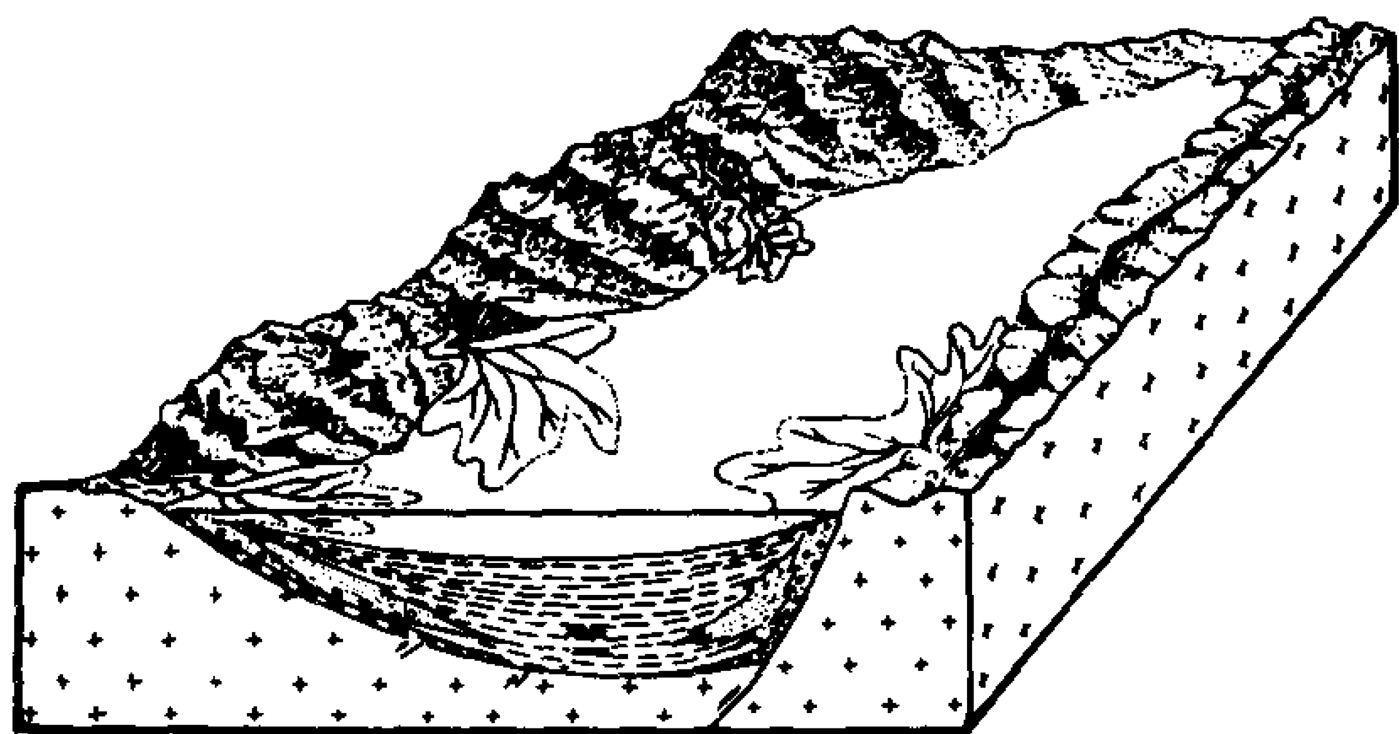


图 3-3　断陷盆地沉积体系模式图

(扇三角洲，李应暹，1980)

在断陷盆地区，凹凸相间，地形坡降大，盆地内部地形分隔性强，常发育近源短流、相带发育窄或不完整、分布面积小的沉积体系。例如，早第三纪渤海湾断陷盆地常见扇三角洲沉积（图 3-3）及浊流沉积。在小型山间盆地则常见山麓冲积扇-河流沉积体系。研究不同类型盆地的沉积体系对油气勘探方向的选择有重要意义。

四、古构造环境对陆相沉积特征的影响

古构造环境决定陆相盆地地层发育骨架及基本沉积面貌。在拉张背景下的东部新生代断陷盆地，沿断裂带有多期基性火山岩喷发，在沉积上的突出特征是沉降幅度大，堆积速率高，在强烈的拉张深陷期，常出现持续的非补偿深水环境，形成厚层暗色泥岩，有些断陷盆

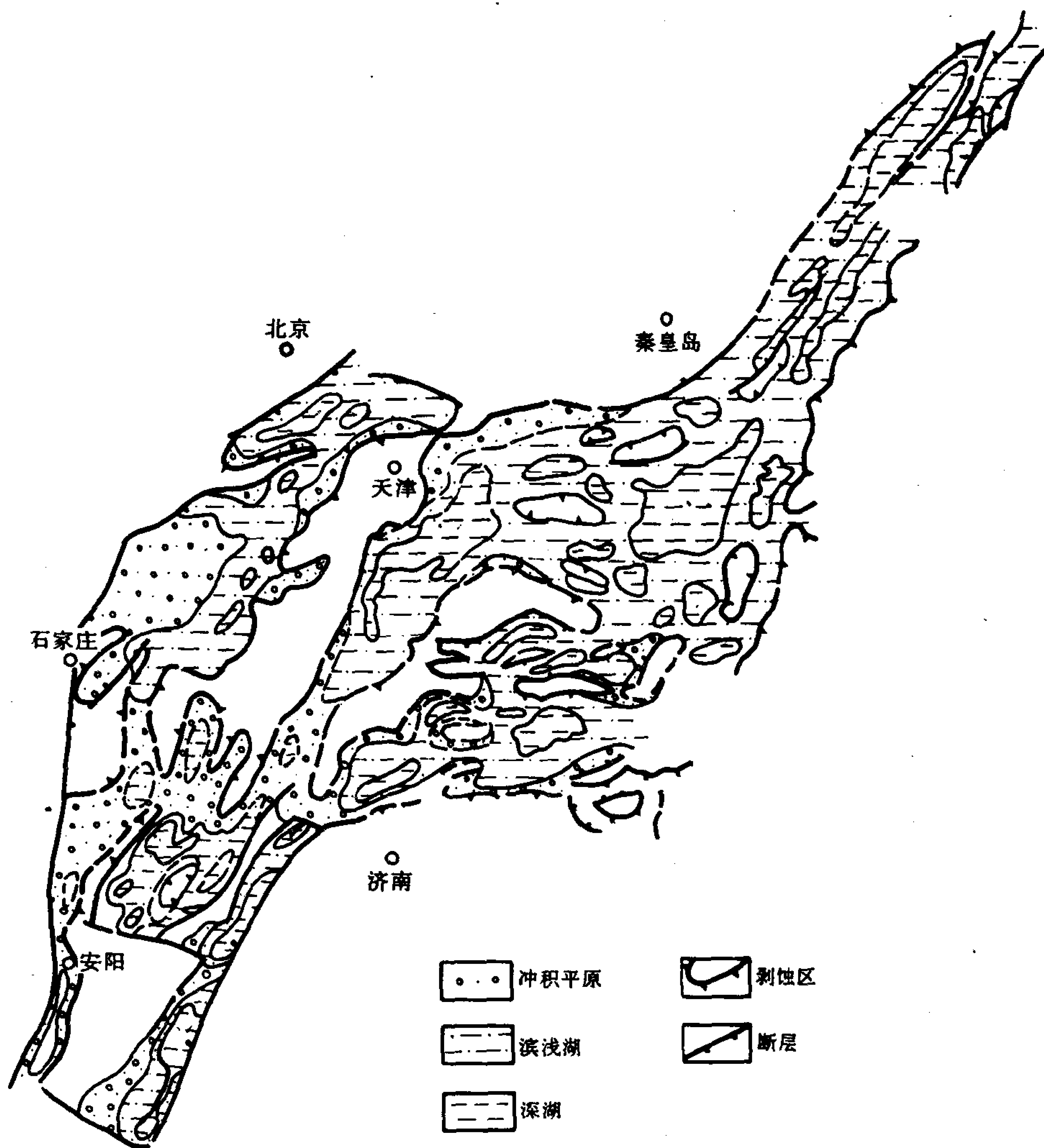


图 3-4　渤海湾盆地早第三纪沉积相图

地由于多期断陷活动的结果，发育多套暗色泥岩，生油岩体积大。盆地的不断沉降，有利于有机质向烃类转化，其油气潜力大（图 3−4）。

在挤压背景下的西部新生代坳陷盆地，盆地周围山区不断上升，物源供给充足，经常处于补偿和超补偿状态，深水沉积区范围小，深水暗色泥岩沉积分布面积占全盆地面积的比例小，故其油气潜力不及东部断陷盆地（图 3−5）。

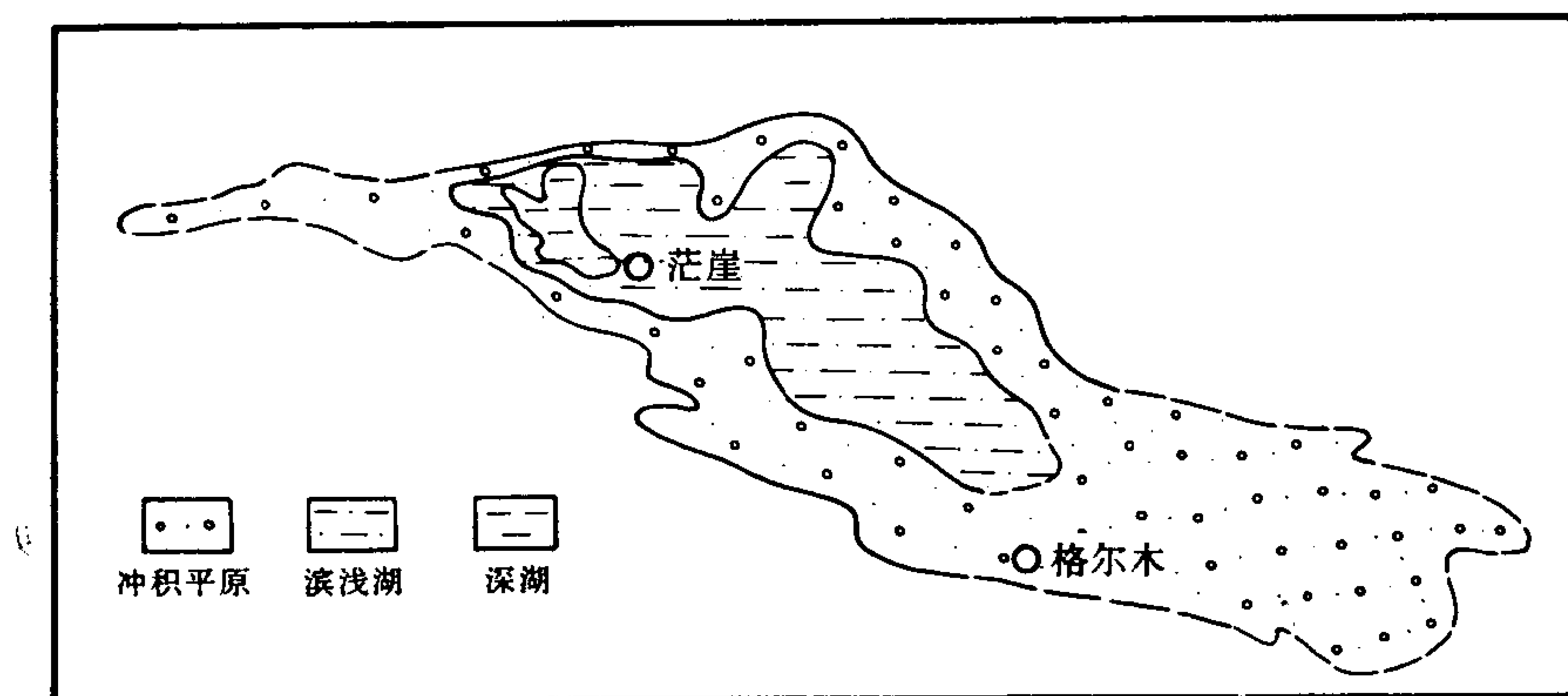


图 3−5　柴达木盆地早第三纪沉积相图

此外，陆相沉积盆地的构造演化对沉积特征也有明显的控制作用。在盆地发展的初期，以发育粗碎屑冲积扇—河流沉积为主；中期强烈下降阶段，发育深水湖泊及浊流沉积；晚期抬升阶段普遍发育河流冲积平原及三角洲沉积。

第二节　中新生代陆相盆地沉积类型

一、陆相盆地沉积类型

陆相盆地沉积类型是上述诸因素控制的综合表现。这些因素也是决定陆相盆地油气生成的重要地质条件，不同沉积类型其油气生成潜力有重大差别。

首先，从气候带出发，可以划分出潮湿带沉积（常见于温带、暖温带、亚热带和热带）、干旱带沉积和干旱潮湿交替的过渡带沉积（常见于暖温带至热带的过渡区）。从与海洋的关系（即古地理环境）出发，可以再划分为近海区和内陆区沉积。从盆地结构出发，可更进一步划分为断陷型沉积和坳陷型沉积。气候带的纬向性，决定着沉积物受气候影响的南北分带特征。中新生代以来海水从北方，继而从南方和西藏退出，近海环境以不规则环状围绕内陆地区。盆地结构则受区域大地构造背景和构造演化阶段所控制，一般西部以坳陷型为主，东部以断陷型为特色。概括地说，本章提出的沉积类型分为三级，第一级按气候带分为三大类型，每一大类型根据古地理环境分为两个亚类，各亚类根据盆地结构又分为二个三级类型，最终归纳为十二种基本沉积类型。即：

1）潮湿带近海坳陷型，如松辽盆地（K_1）；

2）潮湿带近海断陷型，如珠江口盆地（E）；

3）潮湿带内陆坳陷型，如鄂尔多斯盆地（T_3）；

4）潮湿带内陆断陷型，如百色盆地（E）；

5) 过渡带近海坳陷型;

6) 过渡带近海断陷型，如渤海湾盆地（E）；

7) 过渡带内陆坳陷型，如准噶尔盆地（E);

8) 过渡带内陆断陷型，如酒西盆地（K_1);

9) 干旱带近海断陷型;

10) 干旱带近海坳陷型，如塔里木盆地西部（E);

11) 干旱带内陆断陷型，如江汉盆地（E);

12) 干旱带内陆坳陷型，如柴达木盆地（E−N)。

二、中新生代陆相沉积盆地的演化

由于古气候、古地理和古构造环境的差异，各个时期的主要沉积类型有所不同，在古气候、古地理和古构造分异明显的时期，沉积类型多样化，反之则趋于单一。

早中三叠世南海北陆，北方处于隆升状态，早期气候干旱，普遍发育红色碎屑沉积。大型盆地有准噶尔、塔里木北部和华北地区，属内陆干旱坳陷沉积类型。山系内部，如天山和祁连山区发育小型山间盆地，属内陆干旱断陷盆地沉积类型。此外，邻近南方的边缘地区仍有海湾沉积和海侵影响，前者如西秦岭和南祁连地区，后者如鄂尔多斯西南部，沉积物中含海相腕足类及瓣鳃类。中三叠世气候逐渐湿热，红色沉积逐渐为杂色和暗色沉积所代替。

由于早印支运动的影响，海水也从南方逐渐退出，晚三叠世气候潮湿，南北方普遍有含煤沉积发育，在一些大型盆地，湖区广阔，并有深水环境，故晚三叠世也是中生代第一次出现生油沉积环境时期。沉积类型和早三叠世也有显著差异。四川—云南地区出现近海潮湿坳陷型沉积，楚雄盆地属近海潮湿断陷型沉积，赣湘粤是复杂的断陷海湾，东南小盆地和江汉—下扬子等地区属内陆潮湿断陷型沉积。北方的几个大型盆地——准噶尔、塔里木和鄂尔多斯属内陆潮湿坳陷型沉积，具有生储油气条件（图 3−6)。

三叠纪末的后印支运动在广大地区产生普遍影响，松潘−甘孜海槽褶起，海相沉积区大大缩小，前侏罗纪地层普遍遭受剥蚀。早侏罗世开始另一次湖盆发展阶段，气候潮湿，沉积物普遍含煤。西部是大型内陆潮湿坳陷沉积和内陆潮湿断陷沉积。沉积类型和晚三叠世相类似，但盆地发育的规模和数量又有新的发展。东部是内陆至近海的潮湿断陷。四川盆地周围山系与高地环绕，是滨浅湖砂泥沉积和淡水碳酸盐沉积，不含煤，属内陆半干旱半潮湿坳陷型（图 3−7)。

中侏罗世盆地结构类型没有发生变化，古气候则逐渐向干旱气候演变。含煤沉积主要见于新疆和东北地区。在古地理环境方面的主要变化是晚三叠世以来一直存在的湘赣粤海湾也告消失。

晚侏罗世是燕山运动表现最为强烈的时期，东部地区出现广泛的火山喷发活动。干旱气候带扩大，潮湿气候带向南北退缩，此时的松辽盆地属于内陆潮湿断陷沉积，是重要的气源层沉积期。准噶尔盆地、塔里木盆地和四川盆地属内陆干旱坳陷沉积类型，山系和高地内部发育小型内陆干旱断陷沉积（图 3−8)。

晚三叠世以来东北三江地区持续发育海相及海陆交互相沉积。

早白垩世是中生代的重要发育阶段，是中生代最重要的油气生成期，北方大型盆地相继沉降，而南方则抬升。古气候带分异明显，东北和内蒙属潮湿带，华北至新疆北部属半干旱半潮湿亚热带，南方至新疆南部属半干旱亚热带热带，西藏地区属潮湿亚热带热带。已发现

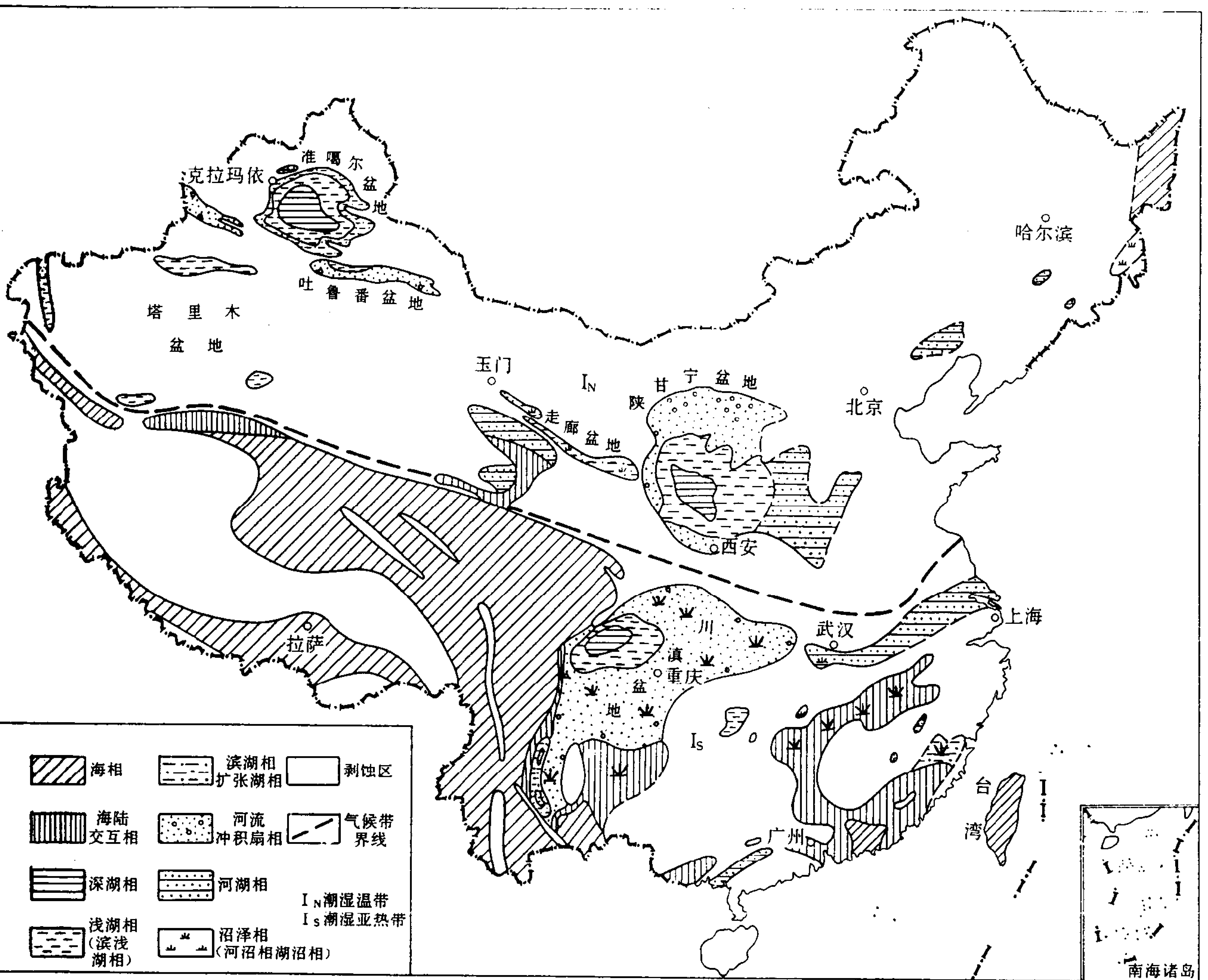


图 3-6 中国晚二叠世沉积盆地沉积相图（尹旭东编，1987）

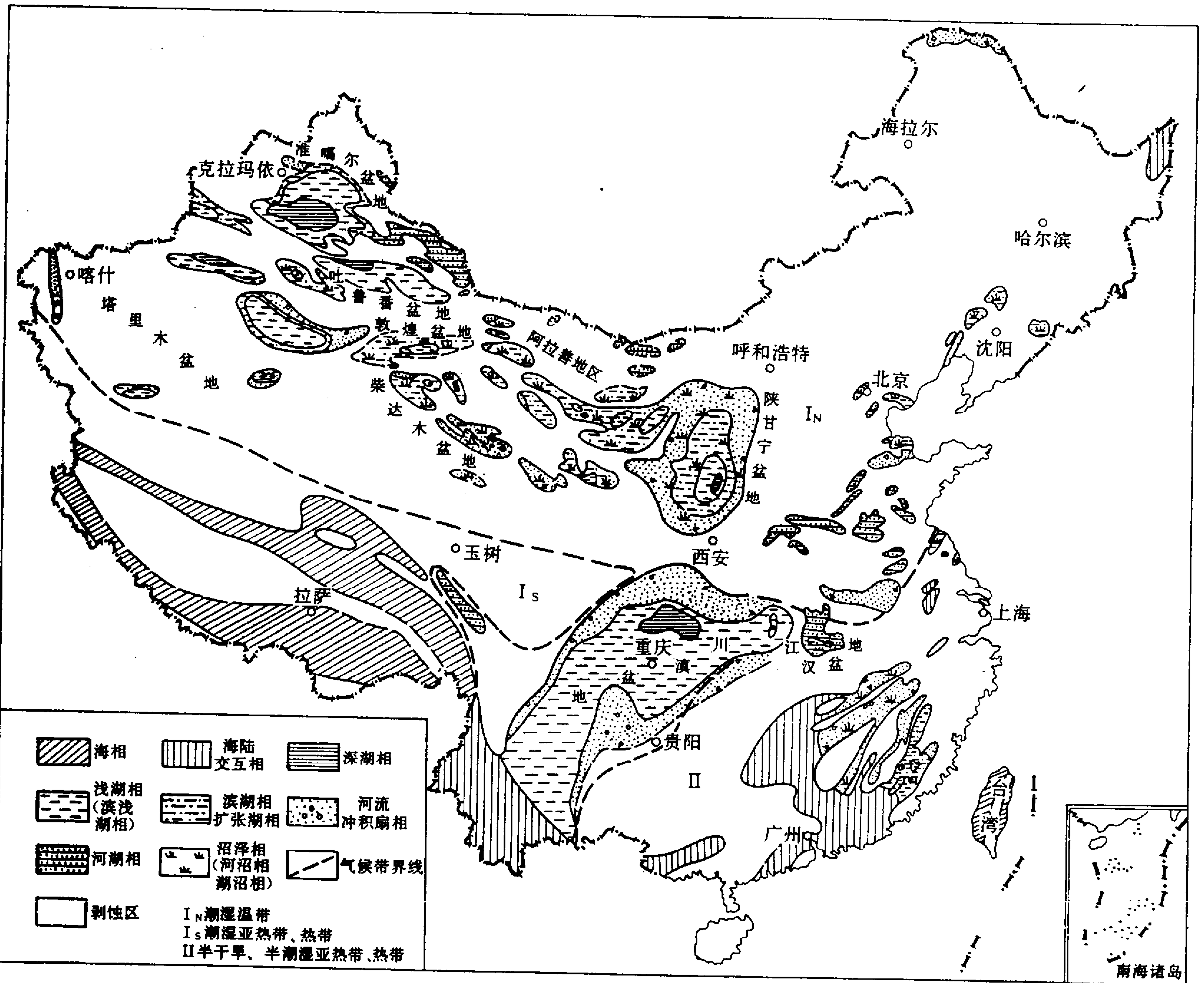


图 3-7 中国早侏罗世沉积盆地沉积相图（王克玉编，1987）

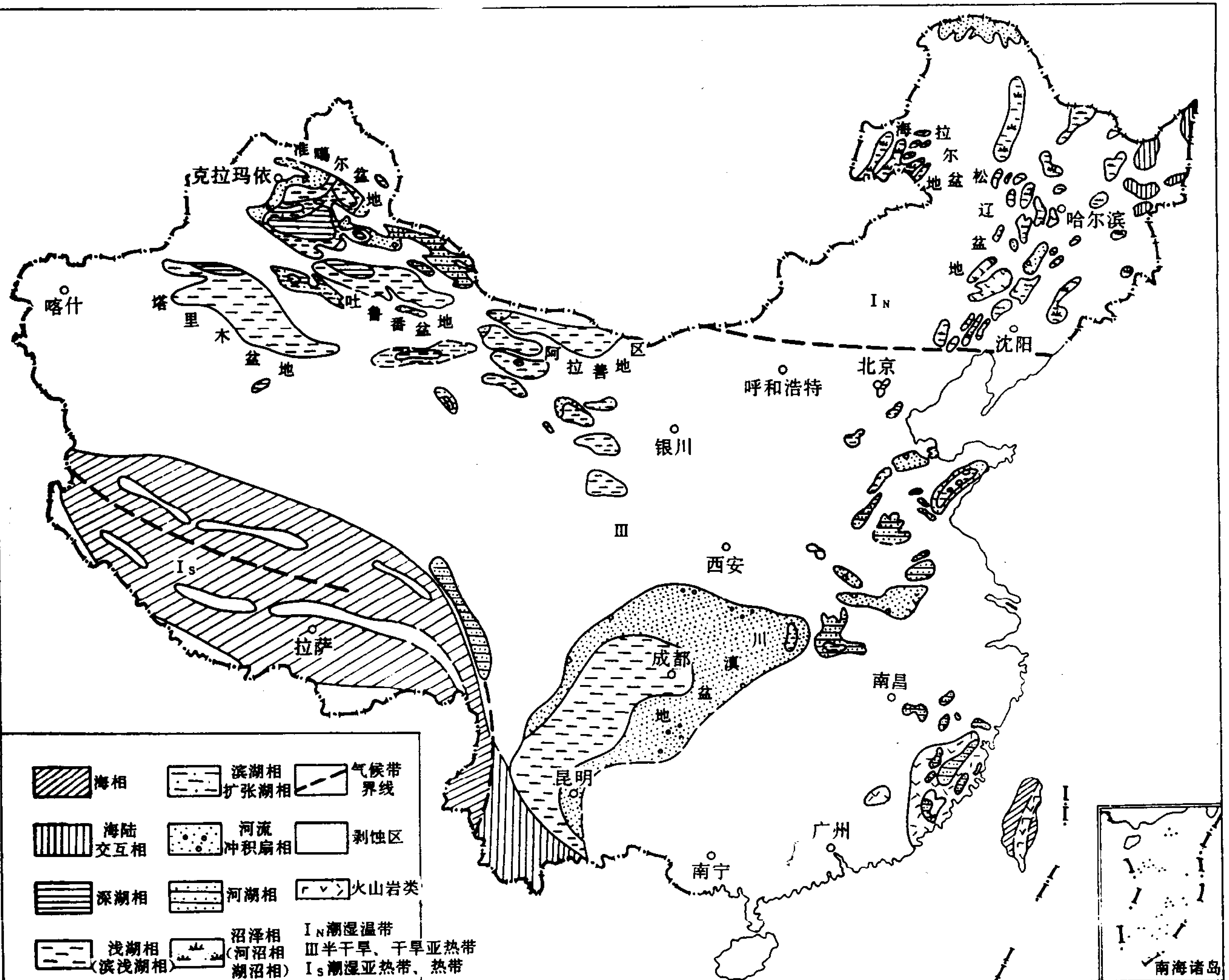


图 3–8 中国晚侏罗世沉积盆地沉积相图（王克玉编，1987）

的白垩系油田及有含油远景地区分布于东北潮湿气候带和过渡带。早白垩世沉积类型较多，松辽盆地属近海潮湿坳陷型，二连盆地属内陆潮湿断陷型，酒西盆地属内陆干一湿断陷型，准噶尔盆地属内陆干—湿坳陷型，塔里木盆地、四川盆地属内陆干旱坳陷型，江汉盆地属内陆干旱断陷型，浙江沿海小盆地属近海半干旱—半潮湿断陷型（图3–9）。

晚白垩世燕山运动在南北方的表现有明显差异，北方是大型沉积盆地的收缩和消失，南方的沉积盆地则继续发展。晚白垩世干旱气候带扩大，普遍发育红色沉积，潮湿气候带缩小，内陆干旱断陷型或内陆干旱坳陷型沉积广布，松辽盆地仍处于东北潮湿气候带，但沉积范围已明显缩小（图3–10）。

早第三纪是喜马拉雅阶段最重要的沉积时期，也是我国含油气盆地分布最广的时期。由于太平洋板块向欧亚板块的俯冲，在东部出现一系列拉张型的断陷盆地，在西部由于印度板块向北推挤，出现许多大型坳陷盆地。早第三纪也是古气候带分异明显时期，其气候分带性与早白垩世相似。台湾至东海南部，藏南和塔里木盆地西南有海相沉积发育。早第三纪是古构造、古气候和古地理分异明显的时期，也是沉积类型最多的时期，北部潮湿气候带有内陆潮湿断陷型（如依兰—依通地堑）和内陆潮湿坳陷型（如三江盆地），华北至准噶尔盆地的过渡带有内陆坳陷型（如准噶尔盆地）、内陆断陷型（如河套、银川和汾渭地堑）和近海断陷型（如渤海湾盆地），华中至塔里木盆地的干旱带有近海干旱坳陷型（如塔里木盆地西南）、内陆干旱坳陷型（如柴达木盆地）、内陆干旱断陷型（如江汉盆地），南方潮湿气候带有内陆潮湿断陷型（如伦波拉盆地、百色盆地）和近海潮湿断陷型（如三水盆地、珠江口盆地、北部湾盆地、莺歌海及琼东南盆地）（图3–1）。

晚第三纪由于喜马拉雅山的上升，海水最后从西藏退出，另一方面由于南海的扩张，南海大陆架发生广泛海侵。南方至西藏处于隆升状态，多发育孤立而分散的断陷小盆地，北方处于下降状态，发育众多的大型坳陷，在古气候带上，西北地处内陆属干旱气候，其它地区基本属潮湿气候区。在西北干旱气候区有坳陷型（如塔里木盆地、准噶尔盆地、柴达木盆地和酒西盆地等）和断陷型（如河套、银川和渭河地堑），在潮湿气候区有内陆潮湿坳陷型（如松辽盆地）、内陆潮湿断陷型（如西南地区小盆地）和近海潮湿坳陷型（图3–11）。

三、陆相盆地沉积类型的含油性

从石油地质的观点看，中新生代陆相盆地发育的各种沉积类型，其油气生成和储集条件是不同的。近海潮湿坳陷型、近海潮湿断陷型和近海干一湿过渡型，其沉积物的有机质丰度高，生油气岩体积大，盆地周边水系发育，储集体广布，生储组合良好，具有最佳的油气潜力。其次，内陆潮湿坳陷型、内陆潮湿断陷型和内陆干—湿过渡带沉积类型沉积物的有机质丰度较高，生油气岩体较大，盆地周边水系发育，储集体广布，生储组合较好，具有较好的油气潜力。位于干旱气候带上的盆地也有油气生成条件，特别是受断裂活动控制的断陷盆地或坳陷盆地的断陷区，持续保持深水—半深水环境，有利于形成油气富集区。但在一般情况下，干旱气候带的沉积物中，其有机质丰度偏低，周边水系多属间歇性发育，生储组合不及其它沉积类型。

中新生代的陆相盆地经历了印支阶段、燕山阶段和喜山阶段的复杂演化，沉降与抬升、海侵与海退、继承与转移多次发生，湖盆扩展与收缩，补偿与非补偿交替出现，影响沉积类型在时空上的变化。与此同时，中新生代以来的古气候环境也发生周期性变化，早中三叠世、晚侏罗世和晚白垩世至古新世干旱气候带范围较大，晚三叠世、早中侏罗世和始新世—

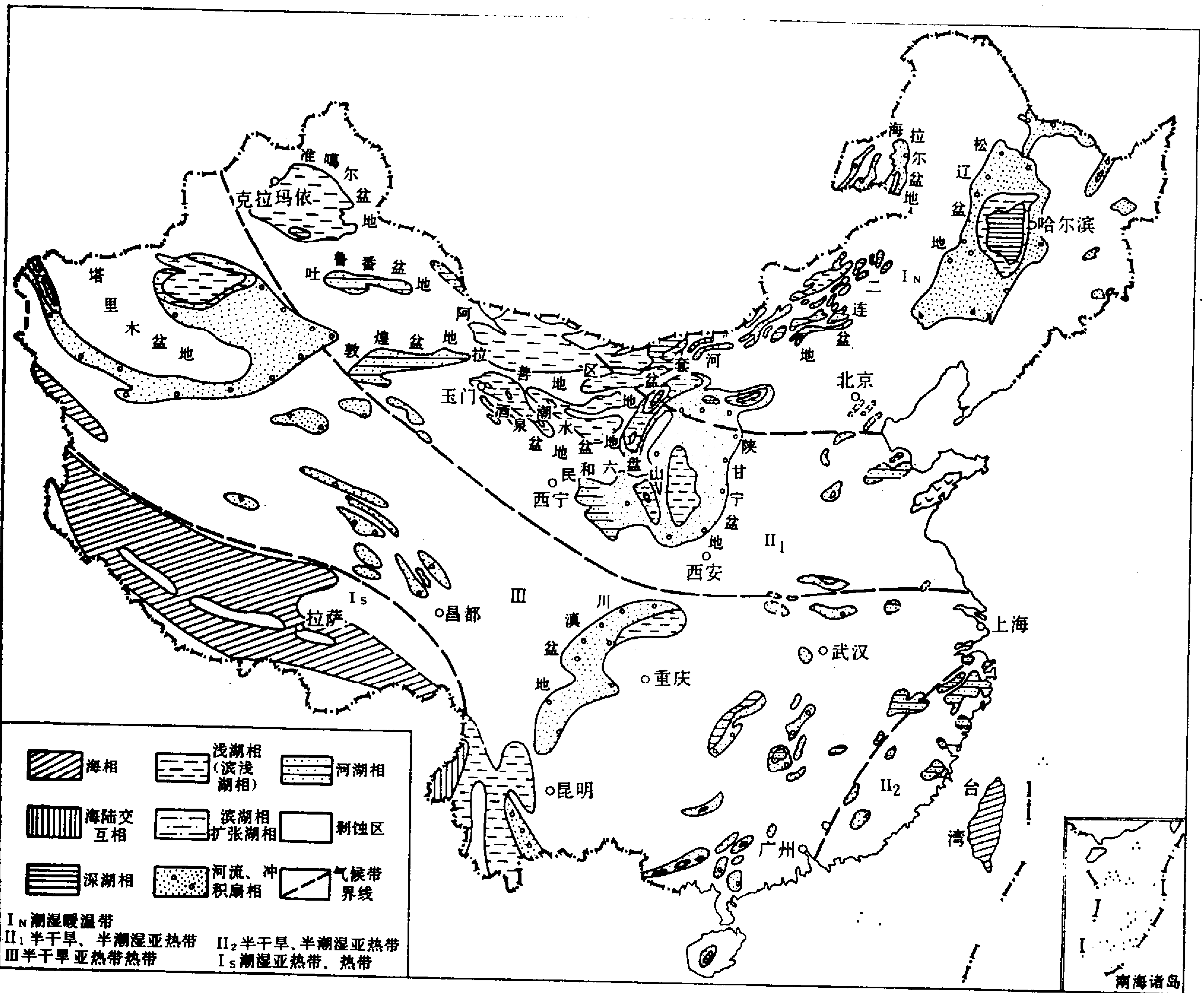


图 3-9　中国早白垩世沉积盆地沉积相图（唐祥华编，1987）

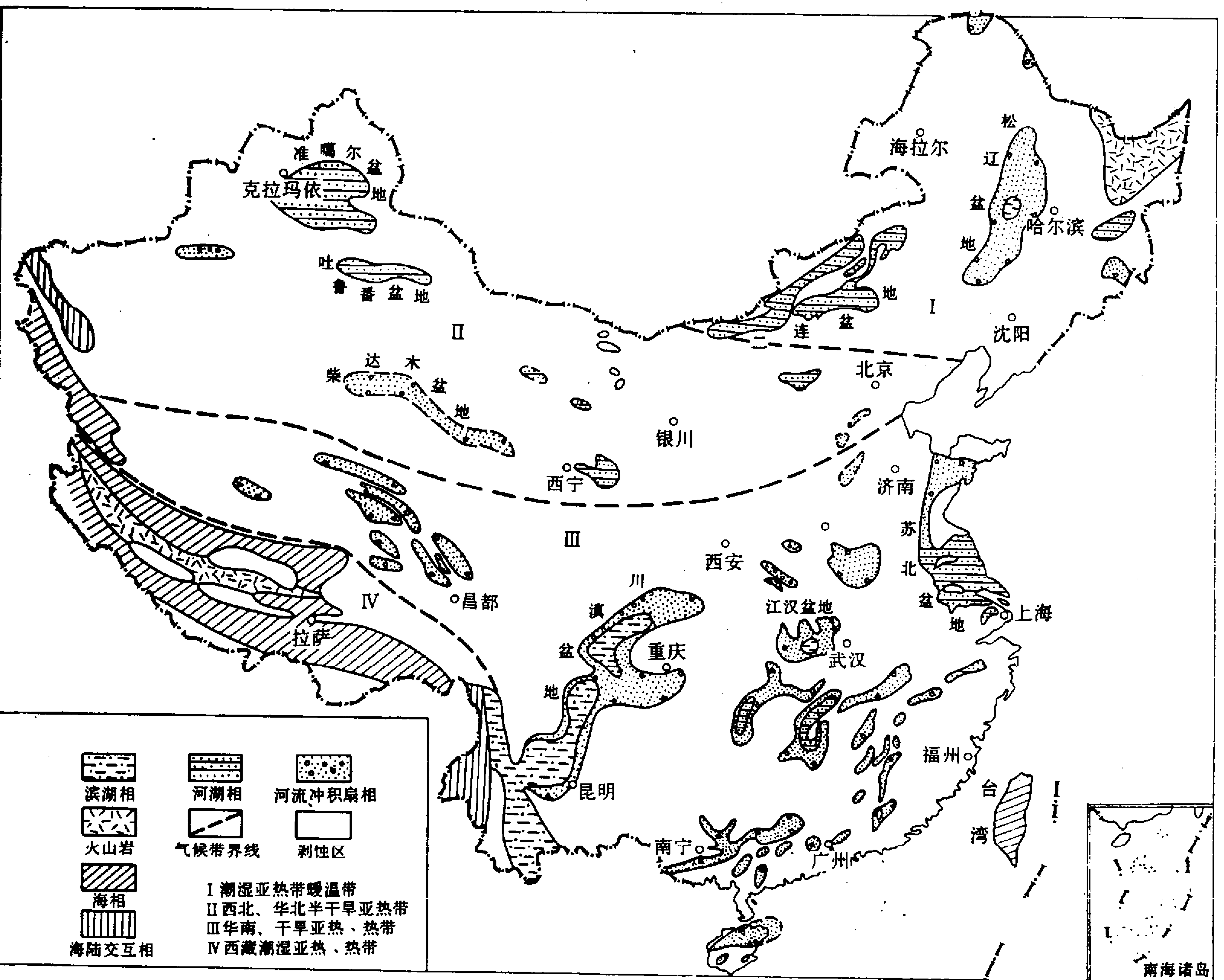


图 3-10 中国晚白垩世沉积盆地沉积相图（唐祥华编，1987）

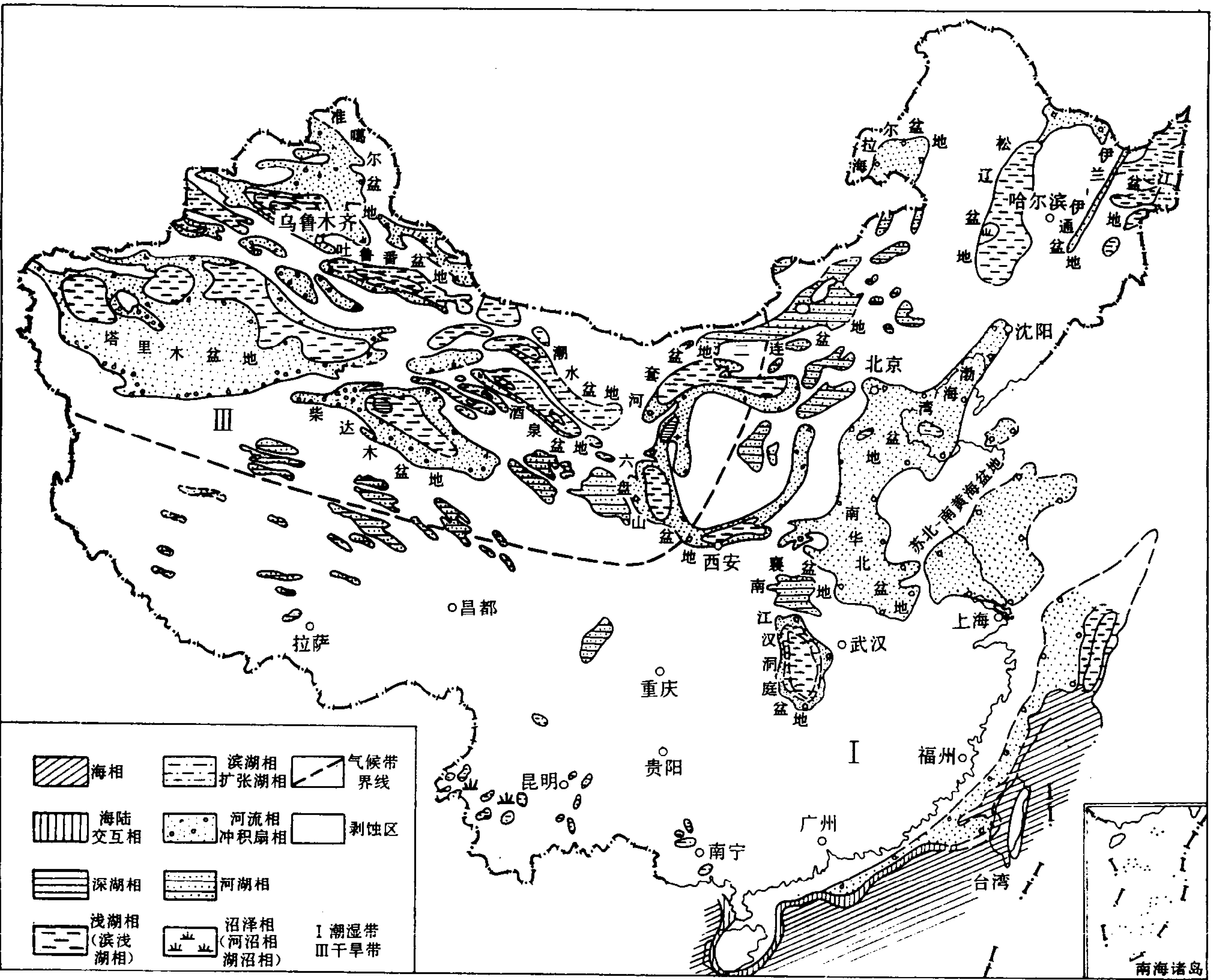


图 3-11 中国晚第三纪沉积盆地沉积相图（高延新编，1987）

渐新世潮湿气候带范围较大，纵向上形成干—湿气候的交替。在空间上，我国东北及西藏分别处于北、南两个潮湿气候带的控制下，华中—塔里木地区经常处于干旱（半干旱）气候带。在潮湿气候带扩张期，则全境几乎处于潮湿气候环境（如晚三叠世和早侏罗世），或出现较宽阔的干—湿交替过渡气候区。气候带的变迁和古构造环境及古地理条件的变化相结合决定着中新生代沉积类型的时空分布规律。

我国主要陆相沉积盆地的沉积发育史，一方面具有继承性发育的特点，另一方面由于受气候带转移的影响和地壳深部物质运动状态变化的影响（如地幔物质上拱与断陷发育，地幔物质的冷缩与坳陷的形成）及海水进退的影响，使盆地的沉积类型也发生相应的变化。例如，松辽盆地由内陆潮湿断陷型（J_3—K_1）转变为近海潮湿坳陷型（K_1）；鄂尔多斯盆地由内陆潮湿坳陷型（T_3—J_1）转变为内陆干旱坳陷型（J_2）；四川盆地由近海潮湿坳陷型（T_3）转变为内陆干-湿坳陷型（J_1）以至内陆干旱坳陷型（J_3，K）；渤海湾盆地由近海干—湿断陷型转变为近海潮湿坳陷型；珠江口盆地由近海潮湿断陷型转变为浅海陆棚沉积等等。随着沉积类型的转变，其石油地质条件也发生相应的改变，沉积盆地继承性的发育和沉积类型的转变是陆相沉积盆地具有多种油气勘探领域的地质基础。

第三节　中新生代陆相盆地的沉积体系

沉积体系是指在一定的自然地理条件下所形成的不同沉积相类型的组合体。一个沉积体系受同一物源所控制，它常常跨越湖盆内部不同构造古地理带。气候条件、物源区地形、湖盆岸区坡度、水系性质及能量与盆地的构造活动性是影响沉积体系型式的主要因素。因此，陆相沉积盆地以湖盆为中心，具有多沉积体系的特点，有分布于斜坡区的、陡坡区的、轴向的及湖湾区的。狭长状盆地其横向可发育多个沉积体系。各种类型沉积盆地发育一定代表性的沉积体系型式。不同类型沉积盆地在相似的地形条件下也可以形成大致相似的沉积体系型式。以湖盆为中心的陆相盆地沉积体系是形成横向生储组合，并决定油气潜力的基本因素。

以下将选择我国有代表性的含油气盆地阐述主要沉积体系的发育型式。

一、潮湿带近海坳陷型

我国东部和西南部地区在不同地史阶段发育潮湿带近海坳陷型盆地，如晚三叠世的四川盆地、早白垩世的松辽盆地、晚第三纪的渤海湾盆地。松辽盆地是我国最重要的含油气盆地，是这一类型沉积盆地的典型代表。

（一）沉积背景

气候潮湿、水系发育、物源丰富、盆地开阔、地形坡降小、盆地稳定沉降是松辽盆地沉积发育的古气候、古地理和古构造条件。

松辽盆地面积 260000km^2，盆地四周为山地和丘陵所环绕，其西为大兴安岭山地，东为长白丘陵，南临康平—法库丘陵地带，是在晚古生代海西褶皱基底上发展的拉张型盆地。

（二）沉积演化

松辽盆地经历三个发展阶段，即侏罗纪至白垩纪早期的断陷阶段，侏罗纪发育含煤沉积及火山岩系。早白垩世早期（登娄库组），各个小型分隔的断陷扩张，发育河流—湖相沉积，早先分隔的断陷逐步沟通并形成较大面积的断陷，断陷面积 8200～17200km^2。

早白垩世中晚期是近海坳陷发展阶段，包括泉头组、青山口组、姚家组和嫩江组。湖盆沉陷扩张，地层向盆地边缘超覆，地层总厚度在 3000m 以上，可分二个次级旋回：第一旋回包括泉头组和青山口组，泉头组为河流相及浅湖相暗紫色泥岩和灰绿色砂岩组合；青山口组为湖相及河流相的灰黑色泥岩、油页岩和灰白色砂岩组合，是最重要的生储油岩形成期，湖盆范围 35000～80000km^2；第二旋回包括姚家组和嫩江组，为另一次湖相、三角洲相及河流相发育期，也是重要的生储油岩形成期，湖盆范围 100000～150000km^2。在深水和较深水沉积旋回中含有非陆相的鱼类和瓣鳃类，说明沉陷强烈阶段松辽盆地和海水有一定的沟通。

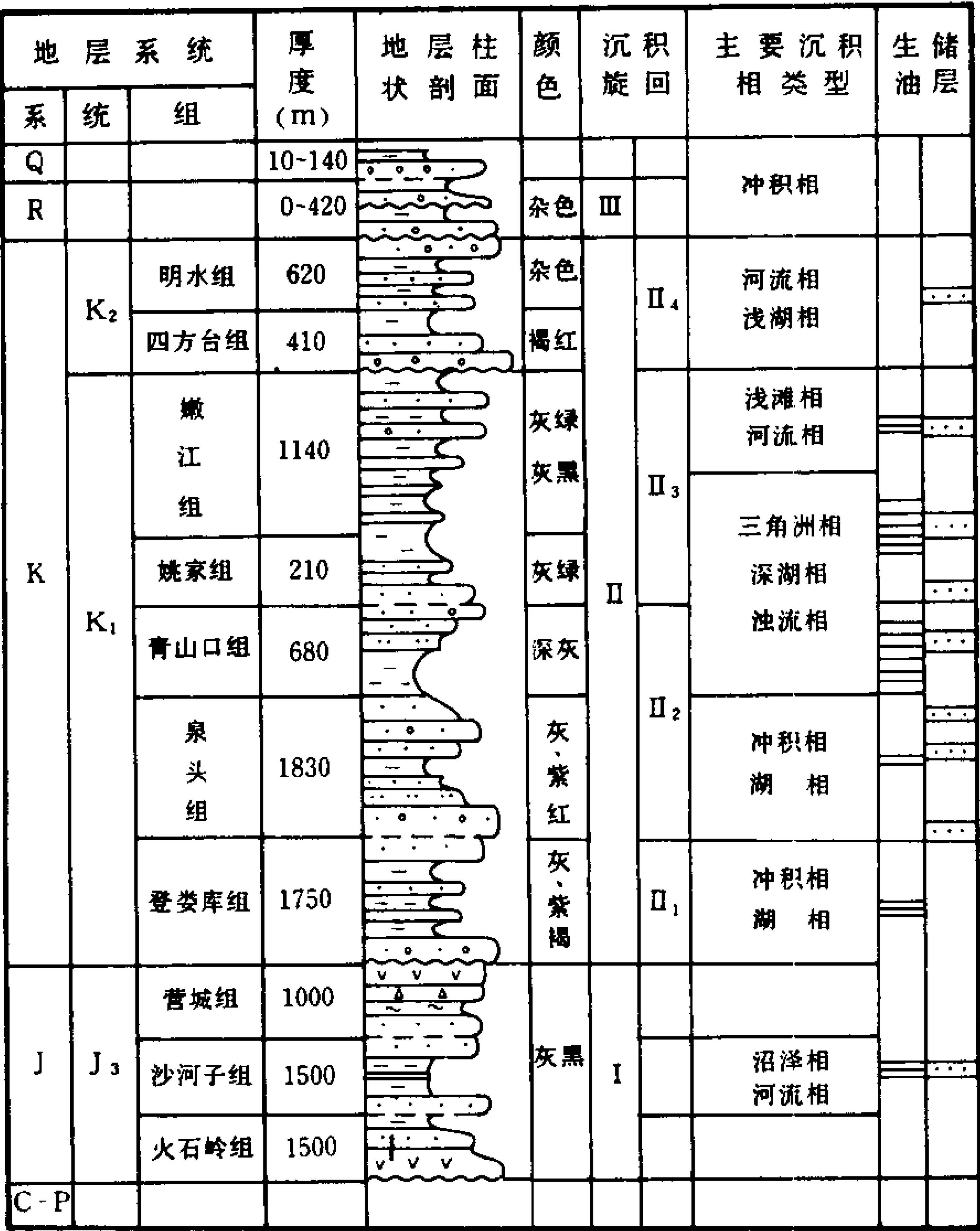


图 3-12　松辽盆地地层发育剖面图

晚白垩世晚期至第三纪坳陷上升，湖盆萎缩。湖盆收缩阶段为河流砂砾岩及浅水灰绿色、紫红色泥岩组合。坳陷上升阶段也是盆地中圈闭的主要形成期。

松辽盆地在其发展过程中，湖盆扩张与收缩多次交替出现，形成多旋回沉积，发育多套生储组合，油气资源丰富（图 3-12）。

（三）沉积体系

松辽盆地轴向北北东。盆地西侧较陡，南北次之，东部平缓，盆地中部为中央坳陷区。在盆地发展过程中形成北部、西部和西南部三个主要沉积体系。北部沉积体系即为纵向冲积扇—辫状河—曲流河—三角洲—半深湖和深湖沉积体系，该沉积体系分布面积达 44370km^2，松辽盆地的主要油气储量即蕴藏其中。西南部保康沉积体系，其内部结构与北部沉积体系类似，但规模较前者小，为 23600km^2。西部英台沉积体系由于坡降较大，砂体既接近物源，又面临深水区，水上沉积部分（冲积扇及辫状河）范围较小，形成三角洲沉积，面积 16370km^2。东部沉积区别具一格，为大套红色泥岩中发育小型砂岩透镜体，代表没有主干水系发育的平缓丘陵地带，主要以小型溪流搬运和沉积作用为主，将盆地东侧的风化壳产物冲积于滨湖平原之上。主要沉积体系之间是湖湾区（图 3-13）。下面重点概述北部沉积体系的主要沉积特征。

冲积扇分布于盆地边缘，由角砾岩、泥砾岩、砾岩、砂砾岩与红色、杂色泥岩组成，粗碎屑物质大小混杂，分选性及磨圆度极差，平面分布上呈扇形。

河流沉积物在剖面上的特征：下部为砾岩、含砾砂岩；中部为粉砂岩、泥质粉砂岩；上部为含钙质结核的块状绿色、红色泥岩。近源部分的河流沉积以下部岩性组合为主。多次叠加可形成厚数米至数十米的厚砂层，砂岩在横剖面上呈透镜体，在平面上呈条带状，代表近

源辫状河沉积。远源的河流沉积中上部岩性组合比例增加，代表曲流河沉积。粉砂岩及粉砂质泥岩可见微细斜层及流水波痕，平面上位于河床相中细砂岩两侧，向远离河床方向砂体减薄至尖灭，代表与曲流河段伴生的天然堤及决口扇沉积。上部含钙质结核的红色、灰绿色泥岩，一般缺乏生物化石，含少量植物残体及植物根系，代表泛滥平原沉积。局部富含有机质的泥炭，代表河间洼地沼泽沉积。

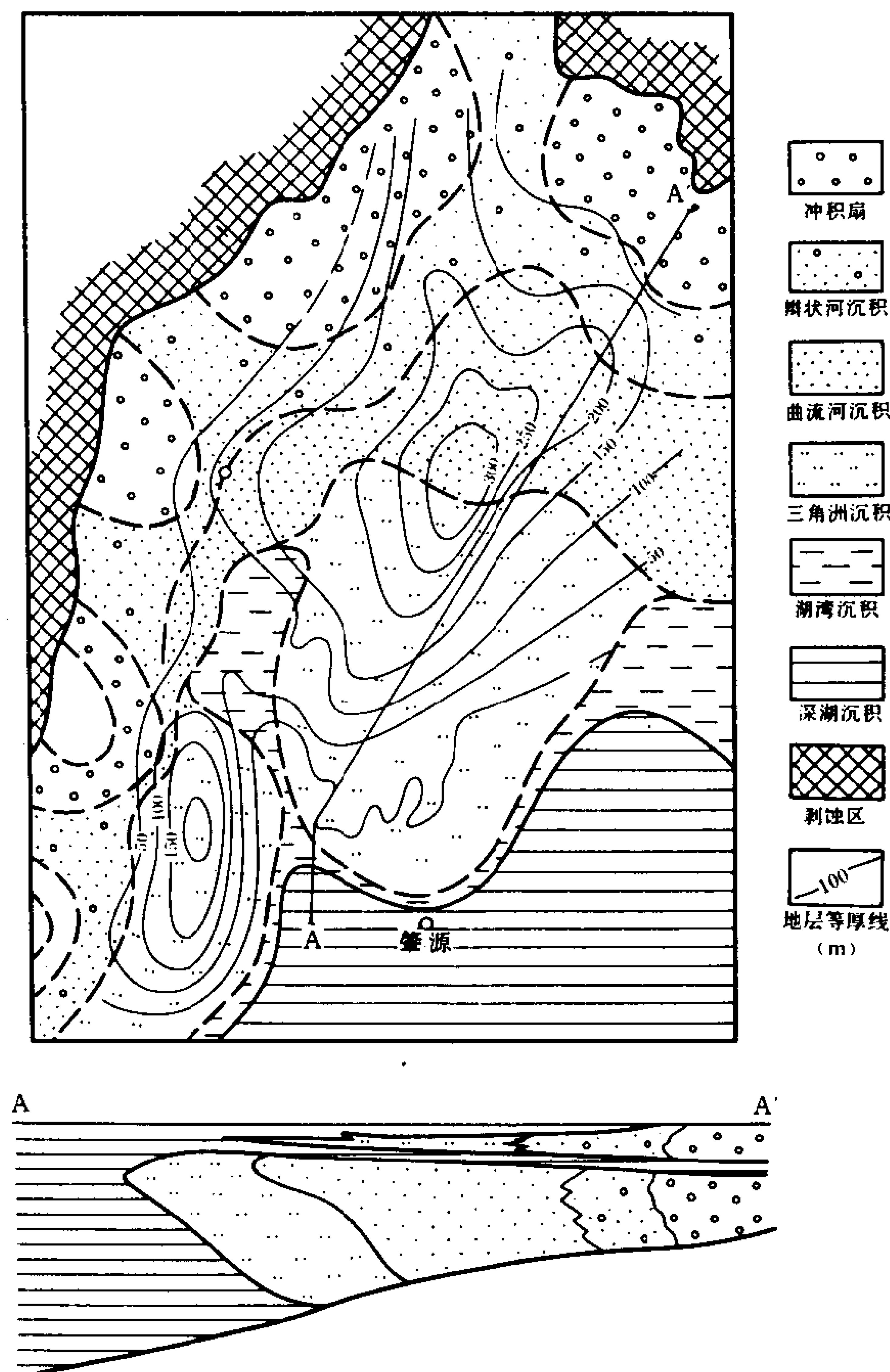


图 3-13 松辽盆地西北部早白垩世沉积相图（赵翰卿等，1988）

三角洲沉积的水上部分由分流河道及其伴生沉积物组成，其岩性组合特征与曲流河沉积相似，但粒度较细，侧蚀作用也较弱，砂体在剖面上呈对称状（曲流河砂体呈不对称），并有较多的湖相夹层。三角洲沉积的水下部分主要为三角洲前缘砂体，由灰黑色、灰色、灰绿色泥岩–细砂岩组成的反旋回及复合旋回。由于松辽盆地北部地区坡降小，湖水的扩张与收缩频繁，垂向上形成许多三角洲沉积，从青山口组沉积初期大规模湖进开始至嫩江组沉积初期大规模湖退结束，可以区分出 30～40 个三角洲旋回，在平面上形成叶状三角洲复合体。当湖进缓慢，河流碎屑物质供给较充足时，水下三角洲沉积发育完整，平面上呈叶状体；当湖进速度较快，波浪改造作用强，则呈席状砂体；当碎屑物大量供给，湖退速度较快时，则分流河道向湖延伸，呈舌状或指状。

三角洲前缘以外即为前三角洲及深水湖相沉积区（含浊流沉积）。

油气藏主要分布于三角洲平原分流河道砂体及三角洲前缘砂体中。

二、潮湿带近海断陷型

（一）沉积背景

广西、广东沿海陆架区，早第三纪处于亚热带—热带潮湿气候，发育众多的断陷盆地，包括珠江口盆地、北部湾盆地、琼东南盆地和莺歌海盆地，上述诸盆地均属于潮湿带近海断陷型。晚第三纪则转变为浅海陆棚坳陷盆地，早晚第三纪之间为海陆过渡沉积。

珠江口盆地面积最大，约 147000km^2，呈北东向延伸。盆地北部坳陷包括陆丰、惠州、西江和恩平四个凹陷。盆地中部为东沙隆起和神狐暗沙隆起，盆地南部坳陷包括东沙凹陷和白云凹陷。盆地北部万山隆起是主要物源区，东沙隆起和神狐暗沙隆起是内部物源区（图 3-14）。[1]

[1] 图3-14～图3-20据珠江口盆地（东部）石油地质科研报告集（第二集），1988.9。

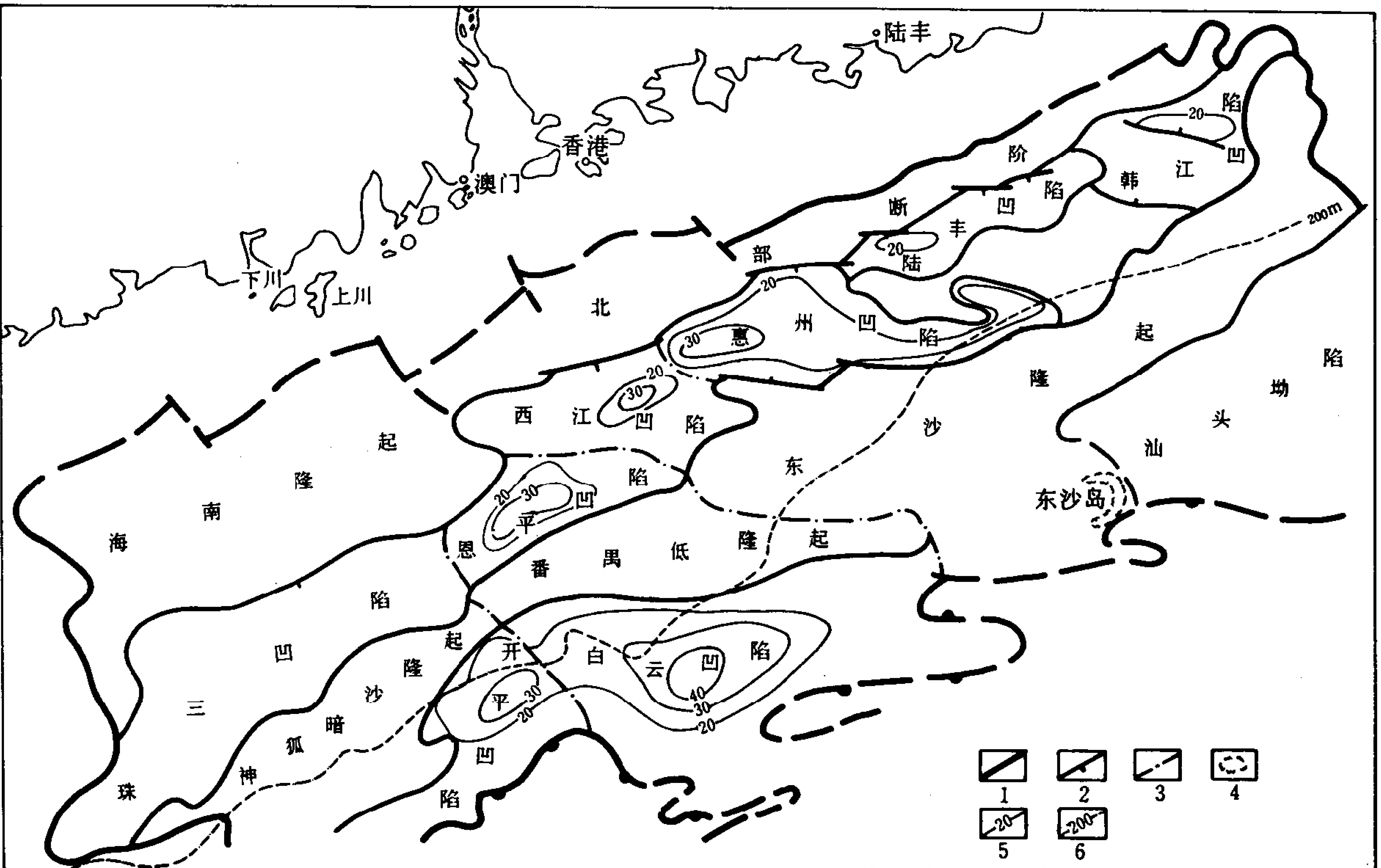


图 3-14 广东沿海陆架沉积盆地分布图

1—盆地边界；2—二级构造单元边界；3—凹陷与隆起边界；4—现代珊瑚礁；

5—下第三系厚度（100m）；6—水深线

（二）沉积演化

珠江口盆地的沉积演化受南海海侵扩张所控制。南海海盆第一次扩张产生珠江口盆地的第一个一级旋回——断陷沉积旋回，包括神狐组、文昌组和恩平组，该沉积旋回最大厚度9000m。其时代为古新世——始新世。神狐组是一套暗红色粗碎屑岩，代表断陷初期的山麓堆积，并常伴有火山喷发活动。其分布较为有限；厚度大于400m。文昌组为大面积广布的湖相暗色泥岩夹砂岩，代表断陷深陷期，是珠江口盆地最重要的生油岩发育阶段，最大厚度900m。恩平组主要为一套深灰、黑灰色泥岩、页岩与灰白色砂岩组合，并以含多层煤层和碳质页岩为特征。代表断陷后期盆地相对抬升的补偿和超补偿环境下的河流平原及湖沼沉积。最大厚度1440m。恩平期末盆地普遍上升剥蚀，与上覆珠海组呈明显的角度不整合接触，代表断陷旋回的结束。在断陷旋回沉积层中见到钙质超微化石和有孔虫等海相生物标志。

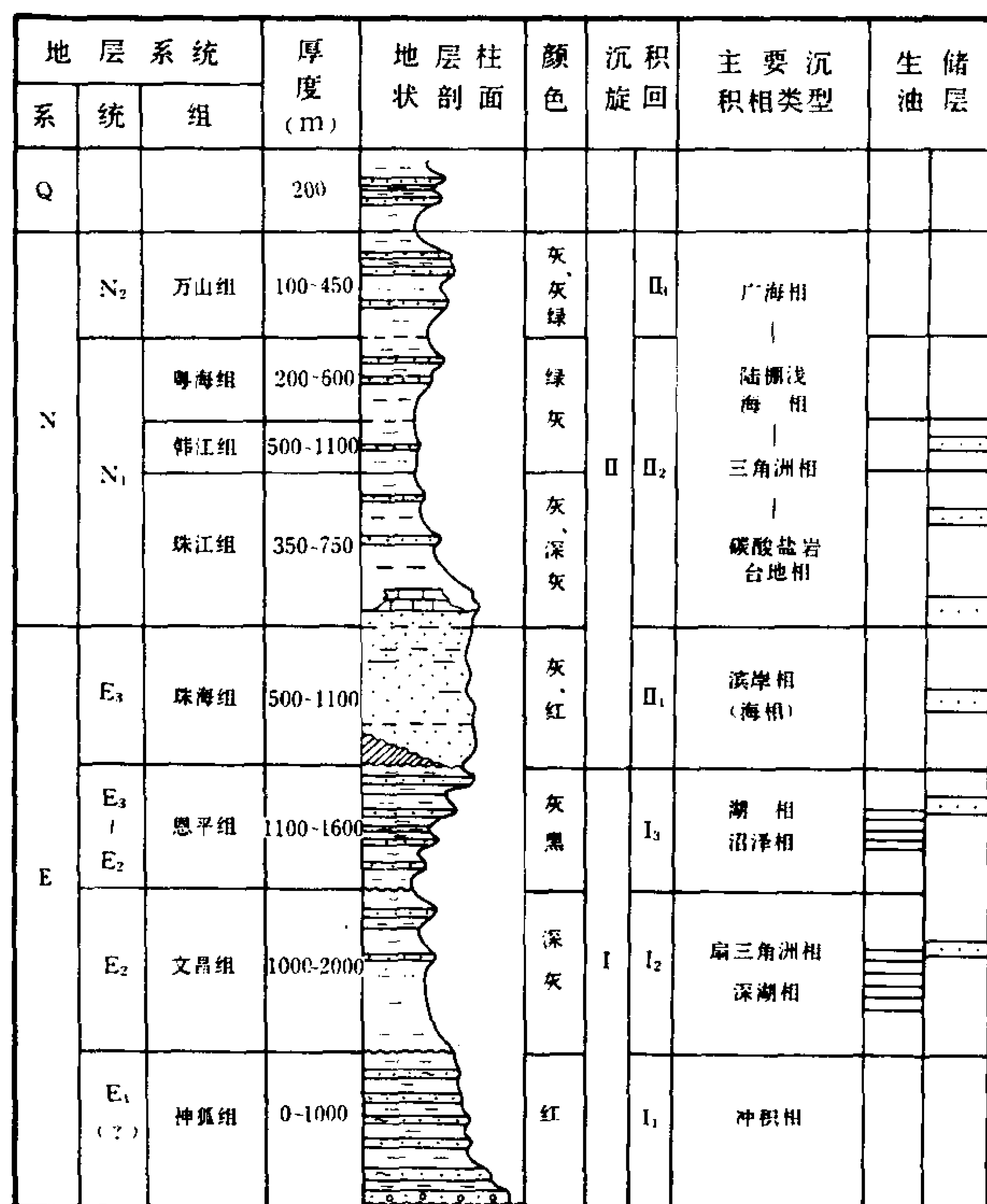


图 3-15　珠江口盆地第三纪地层发育剖面图

南海盆地第二次扩张产生珠江口盆地的第二个一级旋回——坳陷沉积旋回。

坳陷沉积旋回早期的珠海组（渐新世）是一套灰色砂岩、粉砂岩夹泥岩，或与泥岩呈互层。含钙质超微化石、有孔虫、沟鞭藻和硅藻等，其海相性自下而上加强。早中新世珠江口盆地大部分处于陆棚区，发育大面积浅海陆架泥岩，是该盆地良好的区域性盖层。在东沙隆起形成广阔的浅水台地，广泛发育生物礁滩。早中新世以后，海侵继续向北发展，形成广海沉积环境。上新世末期发生海退。珠江口盆地的沉积演化过程，形成下生（文昌组和恩平组为主）、中储（珠海组、珠江组为主）、上盖（珠江组、韩江组）的生储盖组合(图 3-15)。

（三）沉积体系

根据南海东部石油公司研究所李传宇、许仕策等的研究，断陷期的沉积体系有二种型式：即冲积扇—扇三角洲—湖泊相沉积体系和冲积扇—辫状河—曲流河—三角洲—湖泊相或海相沉积体系。坳陷期的沉积体系也有二种主要型式：即冲积扇—辫状河—曲流河—三角洲（河／浪控型）—海相沉积体系和低山丘陵冲积扇—三角洲（浪控型）—滨外坝—海相沉积体系。

1.冲积扇—扇三角洲—湖泊相沉积体系

这一沉积体系发育于古新世—始新世神狐组和文昌组沉积阶段。断陷盆地发展初期，陡坡带常发育冲积扇，并直接人湖，形成扇三角洲。其特征是冲积扇与扇三角洲毗邻，冲积平原狭，因水系短小，形成的砂体规模较小，沿周边山地分布一系列冲积扇—扇三角洲砂体，

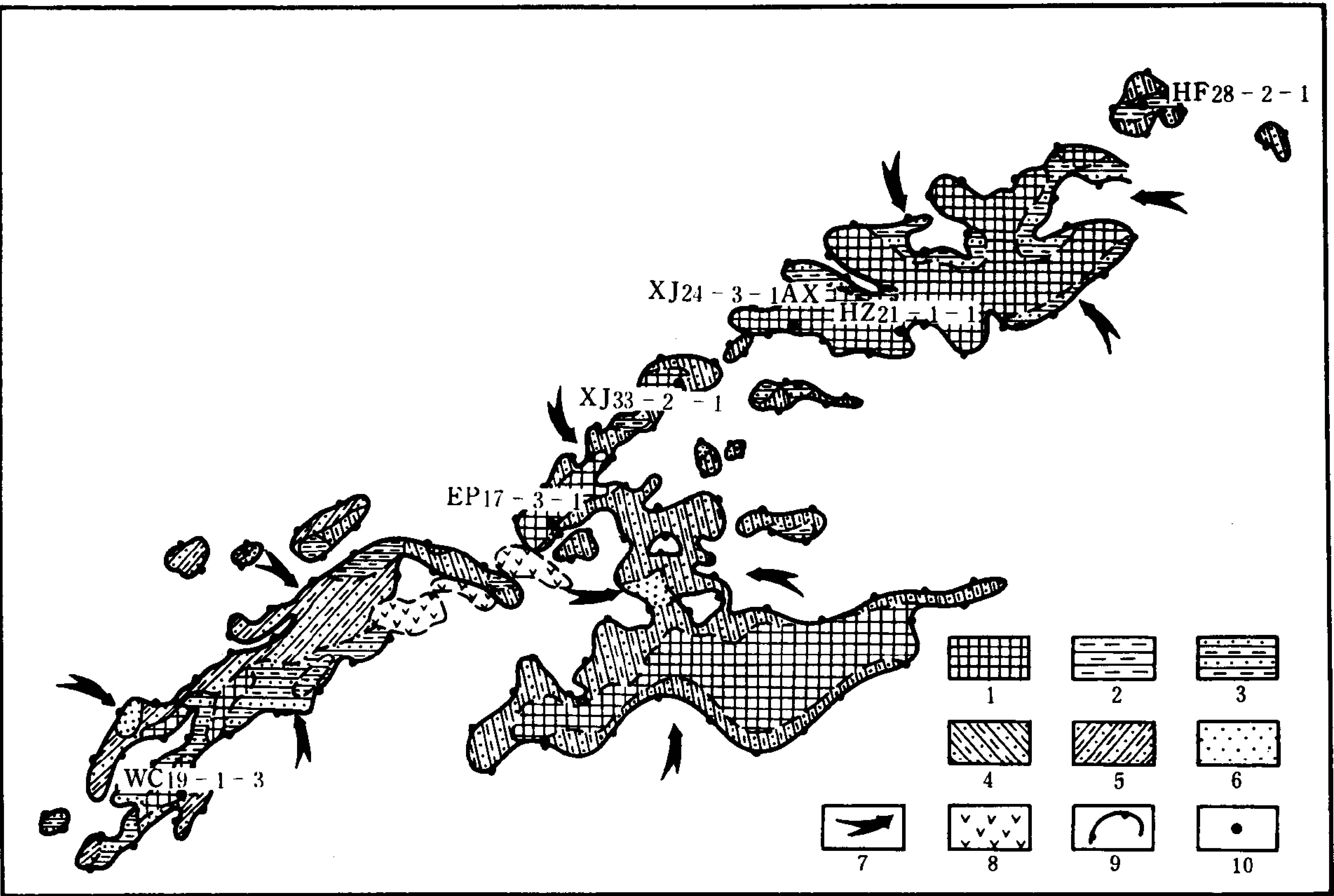


图 3-16　珠江口盆地文昌组沉积相图

1—半深湖相；2—浅湖相；3—滨浅湖相；4—河湖交替相 5—河流相；6—冲积扇相；7—物源方向；8—火山岩；9—地层缺失线；10—完钻井位

沉积体由一套砾岩及砂砾岩的粗碎屑物组成，在盆地中部出现非补偿的深水环境，含浊流沉积，是最重要的生油岩发育期（图 3-16）。

2.冲积扇—辫状河—曲流河—三角洲—湖泊相和海相沉积体系

恩平组沉积时期（始新世—渐新世），珠江口盆地各凹陷的湖泊水体还未完全统一，但整个地形趋于沼泽平原化。湖泊水体规模较小，较浅，河流入湖只形成小型三角洲。岩性组合是以含煤的砂泥沉积为特征，自下而上由粗而细，处于补偿或超补偿状态。在盆地南部坳陷的白云凹陷为半封闭海环境及三角洲沉积（图 3-17）。

3.冲积扇—辫状河—曲流河—三角洲（河／浪控型）—海相沉积体系

珠海组沉积期（渐新世）南海盆地第二次扩张，海侵继续向北发展，古珠江三角洲是在海侵条件下由河流及波浪等双重作用下形成的，其三角洲平面形态呈尖头形，三角洲两翼是广阔的浅海海湾及小型河流形成小型三角洲。三角洲沉积的主要储集层是河道砂，河口沙坝及波浪作用形成的沙坝。当海侵进一步加强则三角洲沉积和滨海沉积互为消长（图 3-18）。

4.冲积扇—辫状河—曲流河—三角洲（浪控型）—滨外坝—海相沉积体系

珠江组沉积期（早中新世）海侵进一步向北扩展，三角洲沉积被明显改造，碎屑物质沿三角洲外前缘及两侧沿岸分布，形成滨岸坝及泻湖沉积，部分碎屑物搬运至滨外，形成滨外坝。在盆地中部的水下隆起区则形成广泛的碳酸盐岩沉积和生物滩沉积（图 3-19，20）。

三、潮湿带内陆坳陷型

晚三叠世早侏罗世潮湿气候带范围广阔，中国大陆北部的内陆坳陷盆地，如准噶尔盆地、塔里木盆地北部和鄂尔多斯盆地都属于这一类型。本节将以鄂尔多斯盆地为代表，阐述这一类型的沉积特征。

（一）沉积背景

鄂尔多斯盆地是在古生代地台基础上发育的大型内陆坳陷，面积 250000km^2。北、西、南三面有边界断裂与邻区相隔，北为河套盆地，西为银川地堑和六盘山断陷，南为渭河地堑，东为山西台隆。盆地内部包括伊盟隆起、陕北斜坡、天环坳陷、渭北隆起和晋西挠褶带等五个次级构造单元（图 3-21）。

晚三叠世和早侏罗世，鄂尔多斯盆地南为古秦岭，北为古阴山，东南与晋西南晚三叠世沉积区可能连成一体，东北为晋北高地，西南为古祁连山的东延，西与走廊盆地及银川地堑可能有高地分隔。鄂尔多斯盆地（晚三叠世）成为晋陕内陆淡水湖盆的主体。

三叠纪中国的古地理轮廓是南海北陆，早期，海水对鄂尔多斯盆地南部尚有影响，并留下了特征的沉积记录，早期沉积层中含有少量海相腕足类和瓣鳃类（见于盆地西南部）夹层及潮汐作用层理构造。因此，三叠纪早期盆地南部处于近海环境，以后才转变为内陆环境。

在古气候环境上，鄂尔多斯盆地具有明显特征，处于气候变动区。在潮湿气候带扩张期（如 T_3，J_1）处于潮湿环境，在干旱气候扩张期处于干旱环境（如 T_{1+2}，K_2，N），在气候带分异明显时期（如 K_1、E）则处于半干旱—半潮湿的过渡性气候。故晚三叠世和早侏罗世是主要生油岩发育期，早白垩世鄂尔多斯湖盆主要为浅水环境，生油条件差，其西面的断陷盆地（六盘山断陷）有持续发育的半深水—深水环境，生油条件较好。

（二）沉积演化

晚三叠世是鄂尔多斯盆地最重要的沉积阶段，是主要的生油层和储集层发育期。上三叠

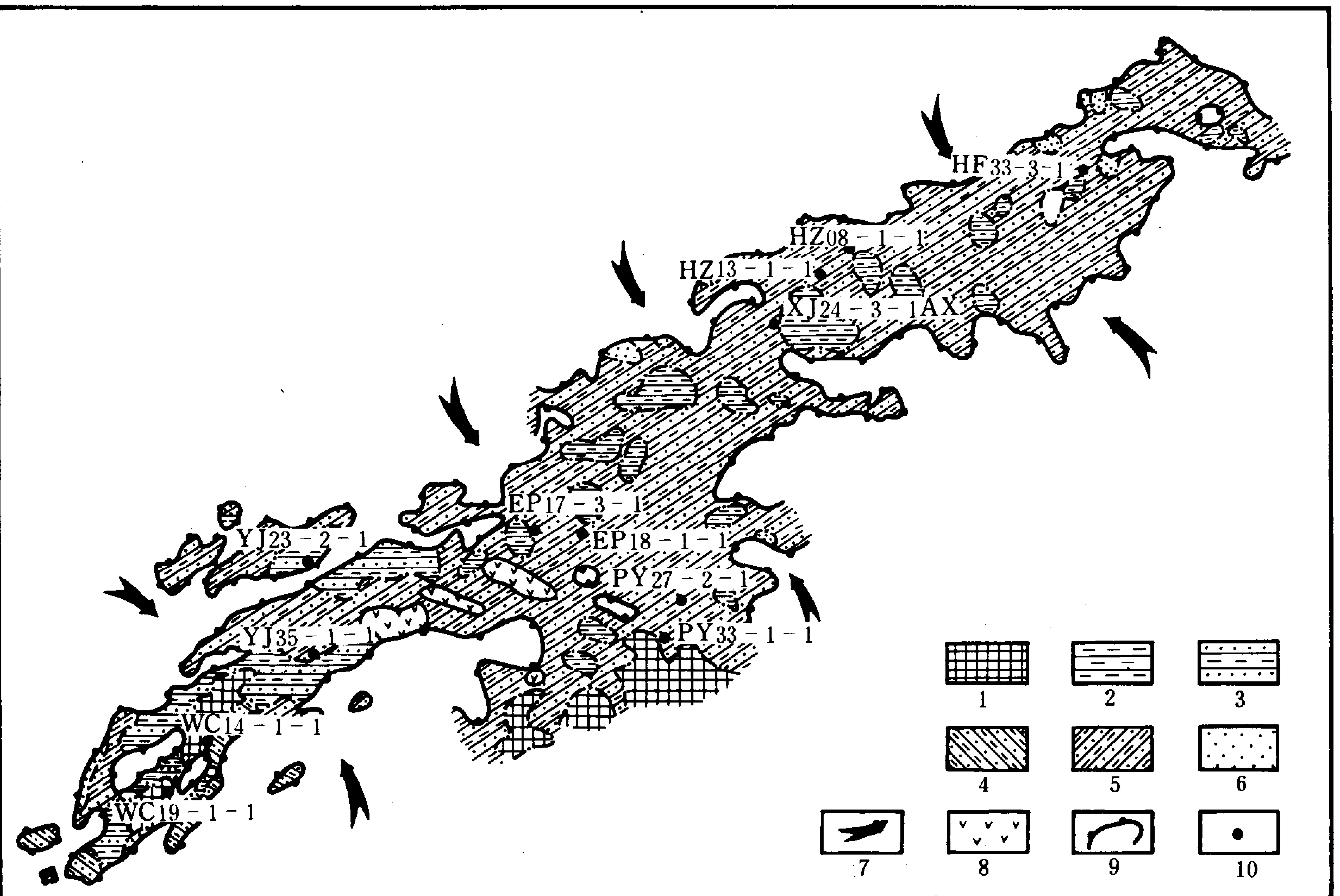


图 3-17　珠江口盆地恩平组沉积相图

1—半深湖—深湖相；2—湖沼相；3—滨浅湖相；4—河湖交替相；5—河流相；6—冲积扇相；7—物源方向；8—火山岩；9—地层缺失线；10—完钻井位

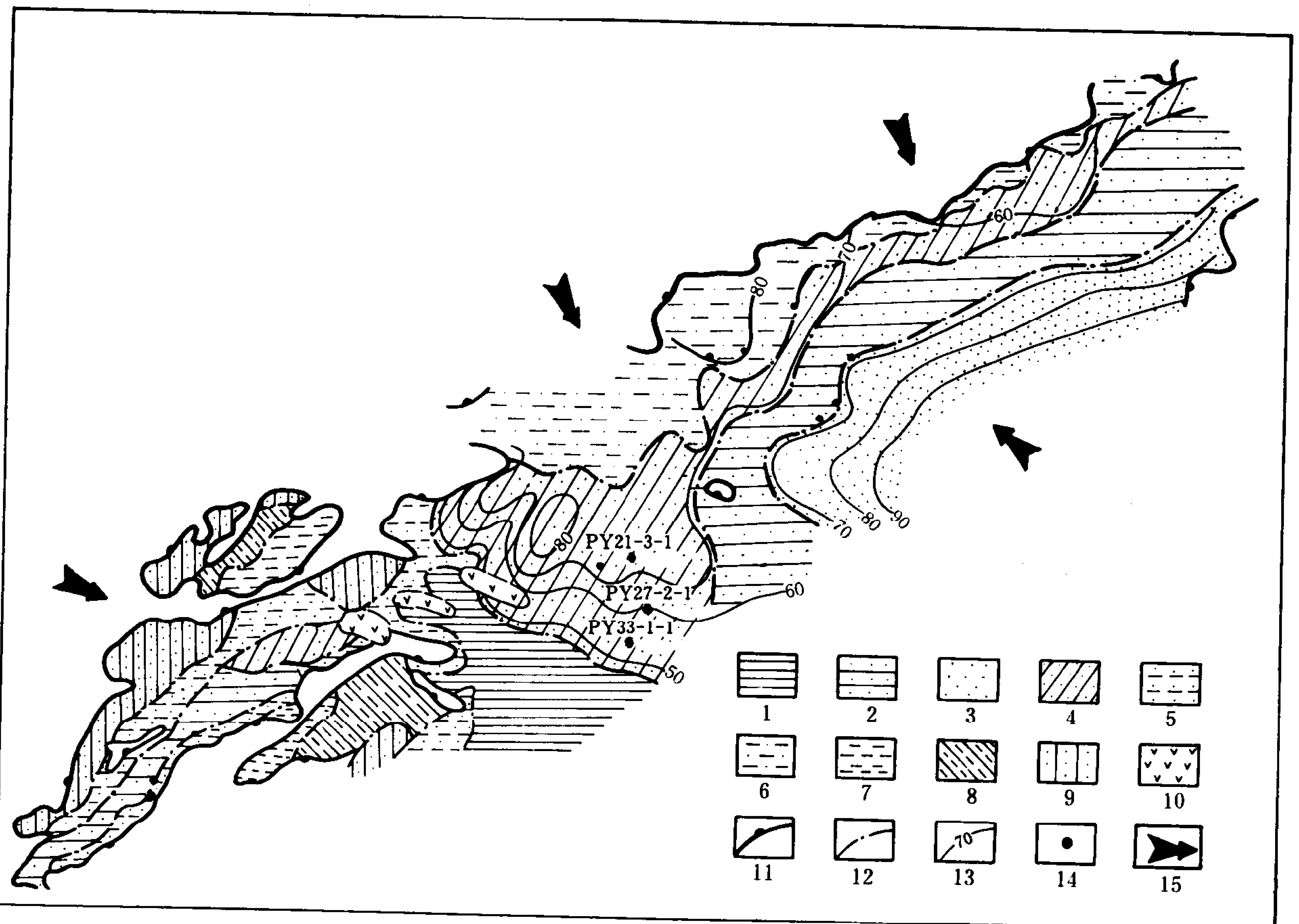


图 3-18 珠江口盆地珠海组沉积相图

1—前三角洲泥岩相；2—浅海砂泥相；3—滨海-台地海进砂相；4—三角洲前缘-滨岸砂相；5—海陆过渡相；6—三角洲平原-泛滥平原相；7—滨浅湖相；8—河湖交替相；9—河流相；10—火山岩；11—地层缺失线；12—相界线；13—砂岩百分比线；14—完钻井位；15—物源方向

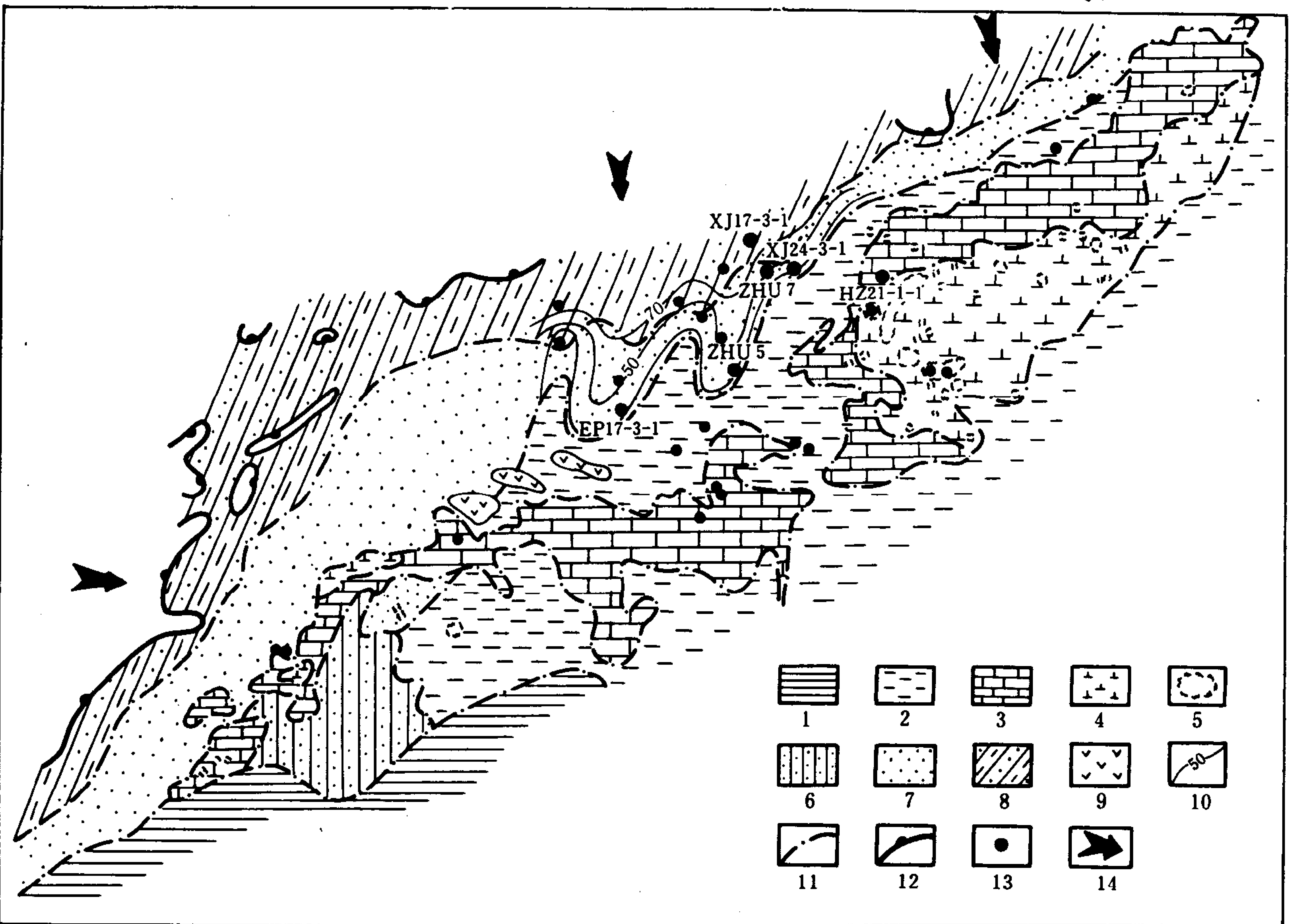


图 3-19　珠江口盆地珠江组沉积相图

1—半深海相；2—前三角洲-陆棚相；3—石灰岩分布图；4—石灰岩台地相；5—生物礁；6—台地砂泥相；7—三角洲前缘-滨岸相；8—三角洲平原-泛滥平原相；9—火山岩；10—砂岩百分比线；11—相界线；12—地层缺失线；13—完钻井位 14—物源方向

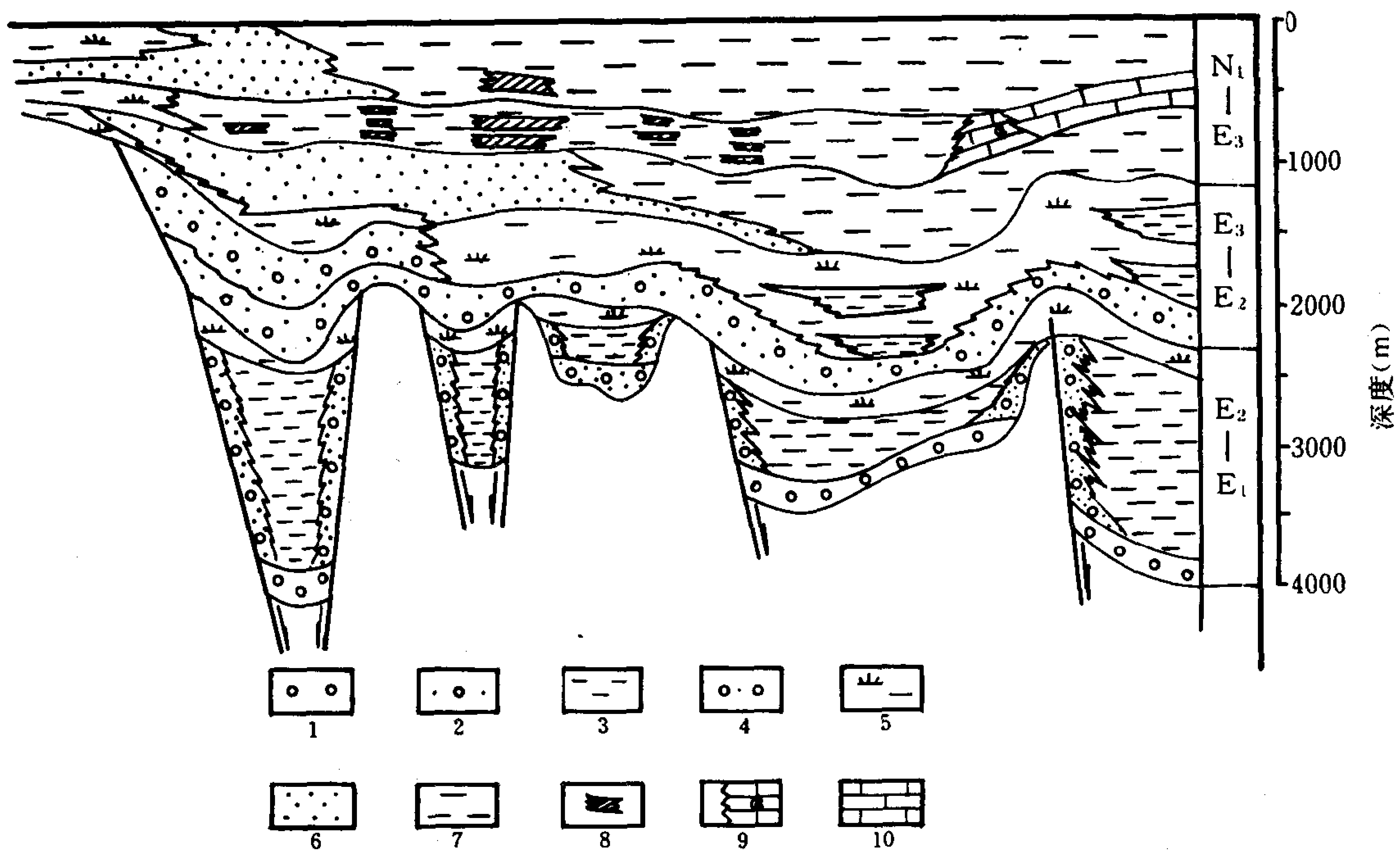


图 3-20　珠江口盆地沉积相横剖面图

1—冲积扇—河流相；2—扇三角洲相；3—湖相；4—冲积平原相；5—三角洲平原；6—三角洲前缘；
7—前三角洲及浅海；8—泻湖；9—生物礁；10—碳酸盐岩台地

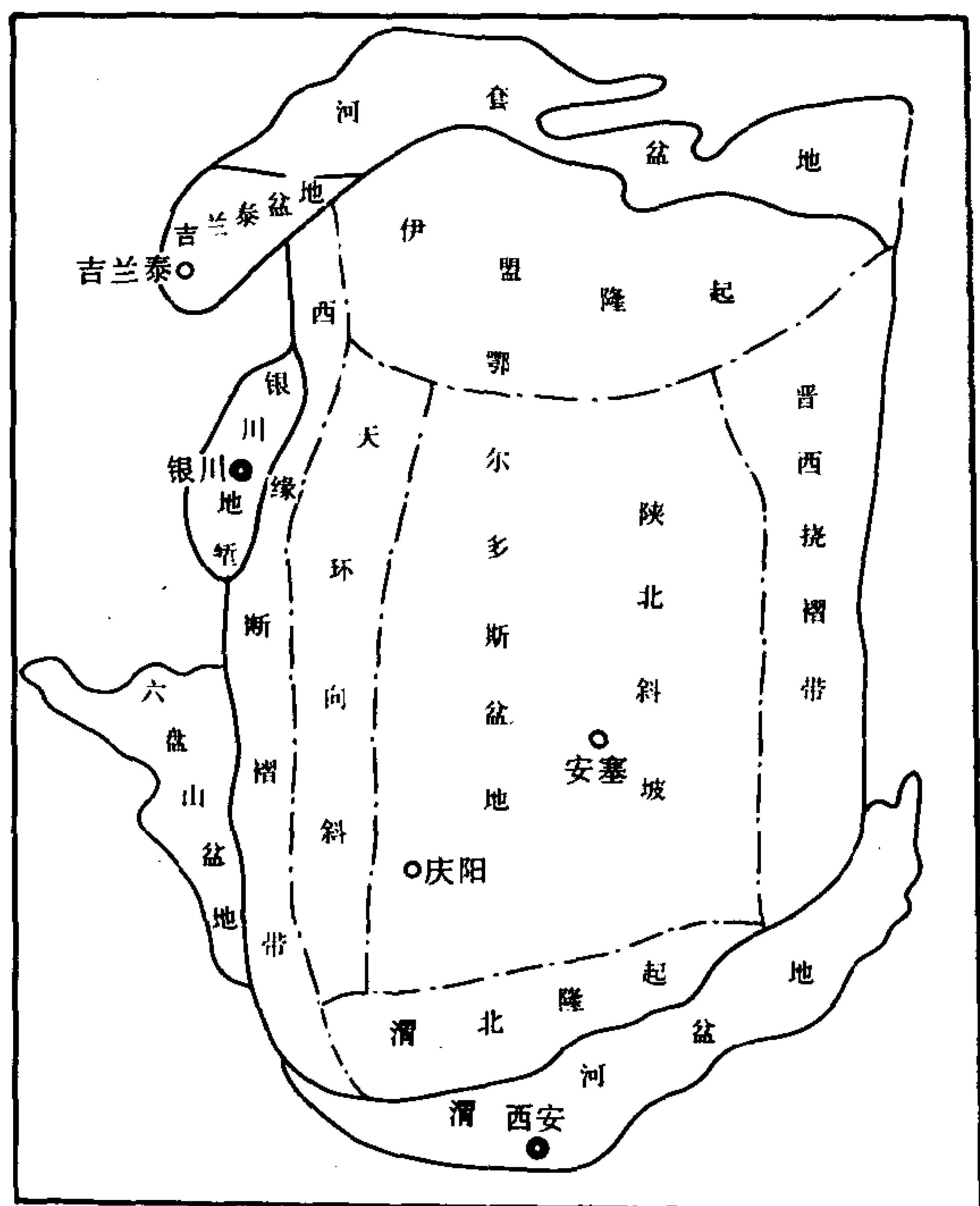


图 3-21　鄂尔多斯盆地地质结构图

地层系统			厚度(m)	地层柱状剖面	颜色	沉积旋回		主要沉积相类型	生储组合
系	统	组							
Q			0-300						
R	N2		0-70		棕红	Ⅳ		湖泊相 河流相	
	E3		150-360						
K	K1	志丹组	460 ~ 1300		杂色	Ⅲ		浅湖相 河流相	
J	J2	安定组	80-150		棕红	Ⅱ	Ⅱ2	浅湖相 河流相	
		直罗组	200-400						
	J1	延安组 ~ 富县组	250 ~ 550		灰黑 深灰		Ⅱ1	浅湖相 沼泽相 河流相	
T	T3	延长组	790 ~ 1420		灰黑 深灰 灰绿	Ⅰ	Ⅰ2	三角洲相 近岸水下扇 深湖相	
	T1-2		550 ~ 1120		杂色		Ⅰ1	冲积相，南部 为滨浅海、潮坪	

图 3-22　鄂尔多斯盆地地层发育剖面图

统延长组地层厚度 800～1400m，与下伏下中三叠统及上覆下侏罗统均有明显的平行不整合接触，代表早印支运动和晚印支运动间的一个一级旋回，自下而上包括长一段（长 10 油组）、长二段（长 9，长 8 油组）、长三段（长 7，长 6，长 4+5 油组）、长四段（长 3，2 油组）和长五段（长 1 油组）。长三段下部长 7 油组是湖水最大扩张期，半深水—深水沉积分布范围广阔，其岩性为深灰色、灰黑色泥岩及油页岩。长一段代表湖盆发育早期，以河流和滨浅湖相沉积为主，其岩性为灰绿色、肉红色块状砂岩夹灰绿色或紫红色泥岩。长二段是湖盆逐步扩张的过渡阶段，出现浅水和半深水沉积，下部为灰绿色细砂岩夹灰色泥岩，上部为灰黑色泥岩夹粉砂岩。长三段长 6、长 4+5 油组是湖退早期，也是三角洲沉积分布最广时期，岩性为灰绿色粉砂岩、细砂岩夹煤线，具反旋回特征。长四段和长五段沉积期湖盆逐渐抬升收缩，深水沉积不断减小，以滨浅湖和沼泽沉积为主。长 1 油组出现煤层。

晚三叠世末期晚印支运动对鄂尔多斯盆地产生重要影响，盆地整体抬升，遭受剥蚀，形成高地和沟谷的起伏地形，早侏罗世开始新的沉积旋回（包括富县组和延安组），下部是河流砂砾岩和紫红色、灰绿色泥岩组合，中上部为湖沼砂泥岩互层夹煤层，总厚 400～450m，代表河流充填至湖沼沉积的发育过程，中侏罗统是另一沉积旋回，由河流相红色砂泥岩（直罗组）及浅湖相红色泥灰岩（安定组）组成。中下侏罗统是该盆地的主要储集层（图 3–22）。

（三）沉积体系

晚三叠世盆地的沉降中心和沉积中心基本一致，位于陕北斜坡西南部吴旗至直罗一带，呈北西—南东向展布，地层厚度 1000～1200m，湖盆扩张期的半深水—深水区范围南北长 340km，东西宽 130km（长 7 油组），是盆地的生油中心。深水区以北为陕北斜坡东北部和依盟隆起，地层厚度小于 1000m，向盆地边缘减薄为 100～200m，是冲积扇—河流—三角洲沉积体系广泛发育地区及滨浅湖相带，在沉降—沉积中心的西南部地层厚度 500～900m，坡降较东部大，发育扇三角洲或近岸水下扇沉积（图 3–23）。

内陆潮湿带上的大型坳陷盆地水系发育，其河流—三角洲沉积体系具有广阔的三角洲平原，有多个入湖的河流形成多个三角洲砂体，每个三角洲砂体之间有湖湾分隔，三角洲前缘常由多个水下分流河道及河道间湾组成朵叶状或舌状体。

长庆油田在勘探鄂尔多斯盆地三角洲油气藏中作了大量工作，近年来对盆地东部 3 万多平方公里的三角洲沉积区分油层组编制沉积相图，是认识潮湿带内陆坳陷盆地沉积体系及有利储集相带的典型地区（彭荣华、曾少华，1986）❶。在上述研究区域自西北而东南依次为吴旗三角洲（北西向）、安塞三角洲（北北东向）、延安三角洲（北北东向）和富县三角洲（东西向）。其中，安塞三角洲和延安三角洲在湖盆发展后期，复合为统一的三角洲（图 3–24）。

安塞三角洲的勘探和研究程度最高，该三角洲各相带发育完整，有以下主要特征。三角洲平原上发育三条北北东向的分流河道，入湖后形成近南北向的水下分流河道。三角洲平原宽度为 50～80km，三角洲前缘带宽度为 40～80km。

分流河道是最主要的油气储集层，其岩性以厚层块状中细砂岩、细砂岩为主，具正韵律的多期叠覆剖面结构，底部冲刷面及滞流沉积常见，槽状层理及板状斜层理发育。分流河道

---

❶陕甘宁盆地安塞—富县地区三叠系延长组长6—长1油层组沉积相研究报告，长庆石油勘探局勘探开发研究院，1986。

间沉积为灰黑色泥岩、碳质页岩、煤线及薄层粉细砂岩互层，含植物根系及大量植物碎屑，常见垂直虫孔。

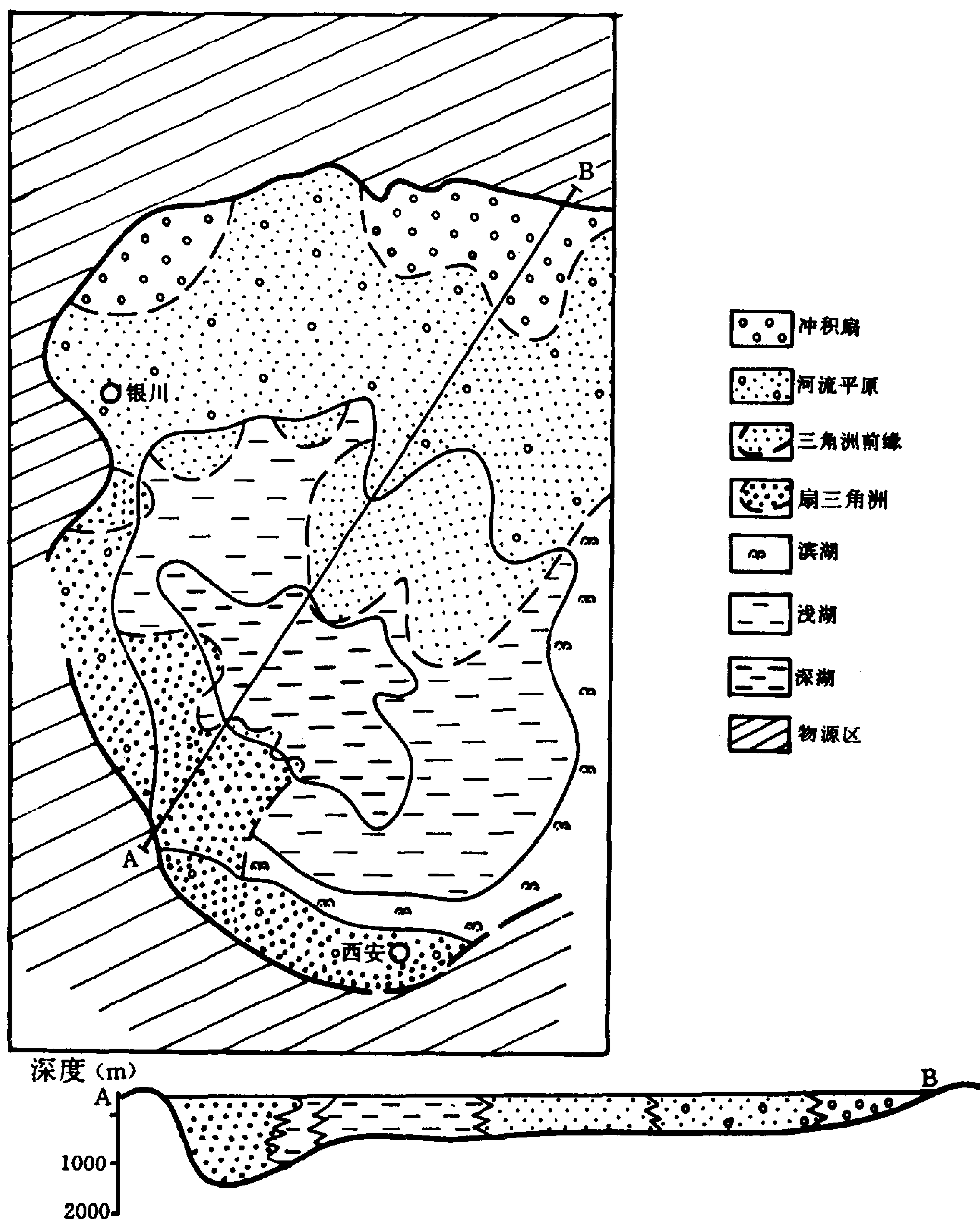


图 3-23 鄂尔多斯盆地晚三叠世沉积相图（据长庆油田）

三角洲前缘带是水下分流河道砂体与河口沙坝砂体的多次叠覆，是较好的油气储集层。水下分流河道砂体其沉积特征与分流河道砂体类似，粒度较细，并常切割河口砂坝或与湖相泥岩成突变接触。河口沙坝砂体具反韵律沉积特征，韵律下部为黑色页岩夹薄层泥质粉砂岩，含大量介形虫类、瓣鳃类、叶肢介和鱼类等动物化石；中部为灰绿色泥质粉砂岩；上部为粉细砂岩，常见交错层理。水下分流河道间沉积为泥岩，油页岩及粉砂岩。

晚三叠世的三角洲沉积有二次发展高峰，即长 6 油组和长 2 油组，长 6 油组三角洲沉积中三角洲前缘砂体分布较广，是主要油气储集层，长 2 油组三角洲沉积则以三角洲平原相占主导地位，分流河道砂体是主要的油气储集层（图 3-24）。

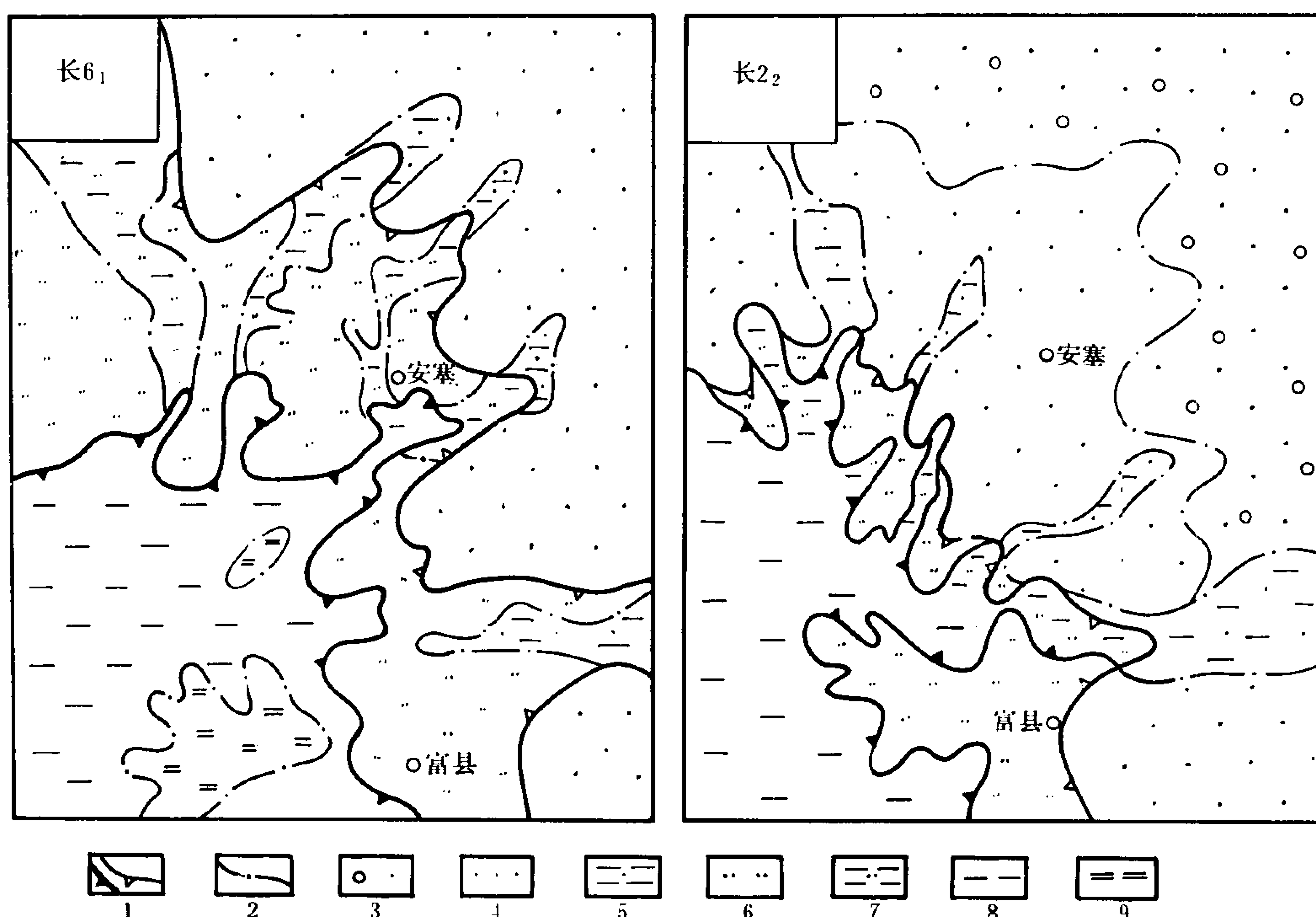


图 3-24 安塞—富县地区晚三叠世沉积相图（据长庆油田）

1—水上水下界线；2—深浅水界线；3—河流冲积平原；4—三角洲平原；5—分流河道间湾；6—三角洲前缘；7—水下分流河道间湾；8—前三角洲及深湖；9—深湖浊流沉积

长 4+5 油组和长 1 油组是盖层，在纵向上形成两套生储盖组合。

在侧向上分流河道间湾及水下分流河道间湾泥质沉积对油气聚集起遮挡作用。

与分流河道砂体有关的油气藏富集于多期河道砂体叠加部位、分流河道转弯部位、分流河道决口扇及河道分叉向下游部位。三角洲前缘砂体，特别是前缘指状砂体前端，朵状砂体发育区也是油气富集有利部位。

本区油气储集层受成岩后生作用影响，物性参数偏低，较好储集层的平均渗透率为 (2.5～100) $\times 10^{-3}\mu m^2$。

下侏罗统下部具有独特的沉积体系，是形成于上三叠统侵蚀面上的沟谷河流体系。随着盆地的沉陷，其上又发育了三角洲和湖泊沉积。因而下侏罗统形成两套成因不同的沉积体系，发育两套不同含油组合和油气藏类型。下部河流体系以粗碎屑岩堆积为主，沿河道轴部砂岩累计厚度 100～200m，最厚达 250m。平面上呈带状或树枝状分布，自西部和西北部流向盆地中部汇合后继续东流，河流体系分布面积达 3300km^2，河谷之间为高地（古潜山）。河流体系的内部结构可分为河床亚相、边滩和心滩亚相、河漫滩亚相、牛轭湖亚相等（图 3-25）。

边滩和心滩河床等砂体是鄂尔多斯盆地的重要储集层。边滩砂体多由含砾砂岩、中粗砂岩至细砂岩夹薄层泥岩组成的正韵律结构，砂岩渗透性较好，平均为 $0.4\times 10^{-3}\mu m^2$。河漫滩亚相的低渗透带造成岩性遮挡，常形成上倾尖灭油藏。和心滩砂体有关的油藏多分布于块状砂岩顶部，河流心滩部位早期一般均为古地貌隆起，末期又在差异压实作用下发育压实构

造，构造幅度较小，常成底水油藏。河床相砂体油藏出现于砂层顶部，由于河流侧蚀作用，河床相砂体横向变化为细砂岩、粉砂岩和砂质泥岩，在上倾方向形成对油气的遮挡。

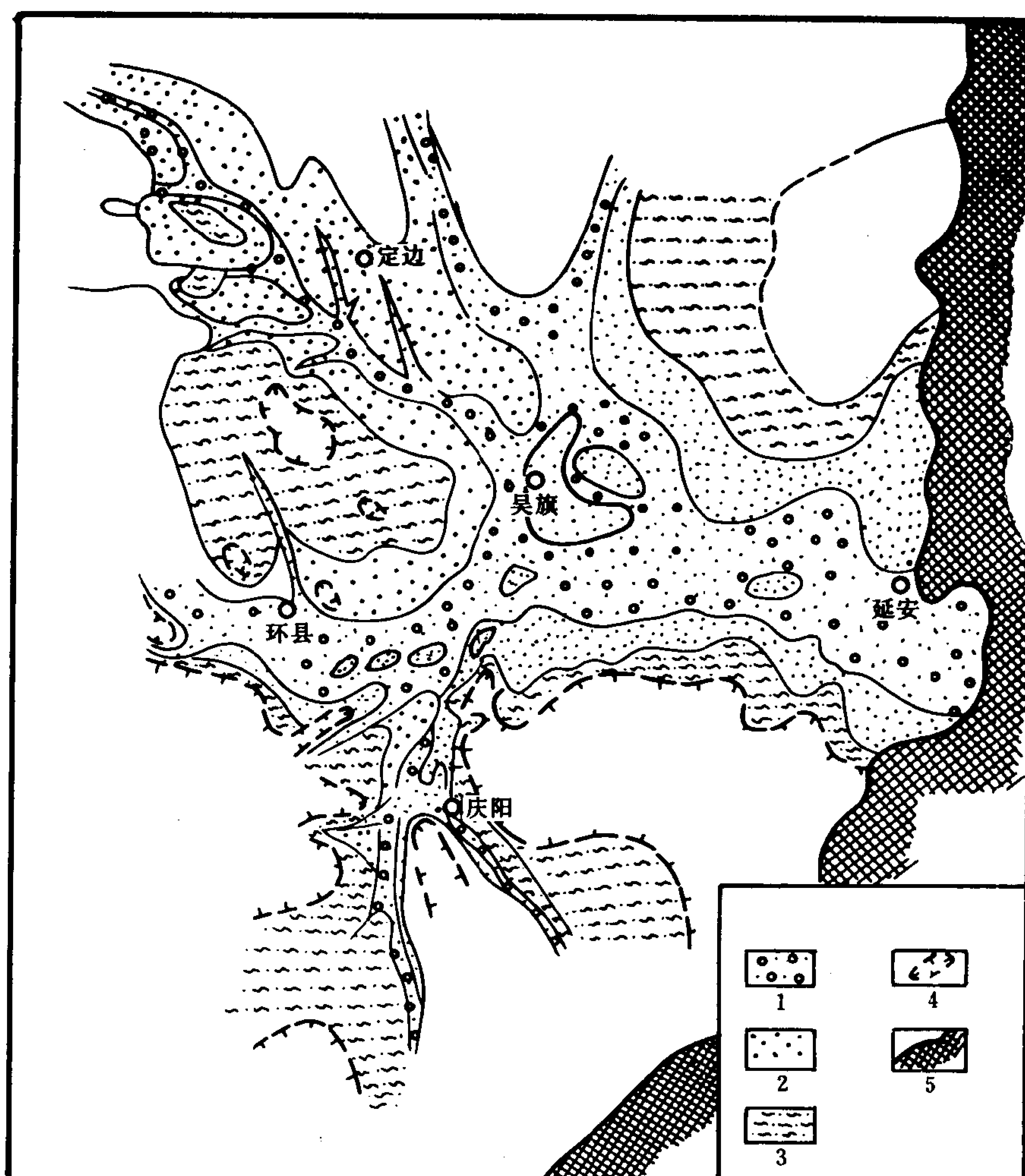


图 3-25 鄂尔多斯盆地早侏罗世沉积相图（据长庆油田）

1—支流河床亚相；2—边滩、心滩亚相；3—河漫亚相；4—地层缺失线；5—剥蚀区

四、潮湿带内陆断陷型

（一）沉积背景

第三纪我国西南地区处于潮湿亚热带热带环境，发育一系列小型沉积盆地，属内陆潮湿断陷型，这类小型沉积盆地虽然面积较小，但处于有利的气候带，并在张性或张扭性断裂活动的控制下持续沉降，发育沼泽、浅湖至深湖沉积，具有一定的油气潜力。

广西百色盆地属于这一类型，面积 830km^2，受右江断裂控制，盆地呈北西—南东向延伸，呈北陡南缓的狭长形，盆地基岩为中三叠统石灰岩及碎屑岩。

（二）沉积演化

百色盆地第三系最大厚度 4200m。其沉积发育表现为一个单一的旋回，湖盆深陷与扩张发生于始新世晚期至渐新世。

断陷初期（始新世早期，红色岩组）发育一套红色粗碎屑角砾岩，砂砾岩的洪冲积扇及滨浅湖砾岩和砂岩。受断裂控制，分布范围局限，厚度数十米至几百米。

深陷期（始新世中晚期，那读组）沿盆地北部北西向断裂发生大幅度沉降，堆积厚逾2000m的半深湖—深湖相暗色泥岩，是主要生油岩发育阶段。在湖盆边缘发育淡水灰岩、滨浅湖砂泥岩及含煤沉积。那读组沉积末期盆地抬升。

渐新世（百岗组）盆地继续沉陷，并进一步扩张，沉降与沉积处于均衡补偿状态，沉积范围广而水浅。发育一套浅灰、灰绿色砂岩、泥岩及沼泽相含煤地层，厚度370～930m。是主要油气储集层发育阶段。

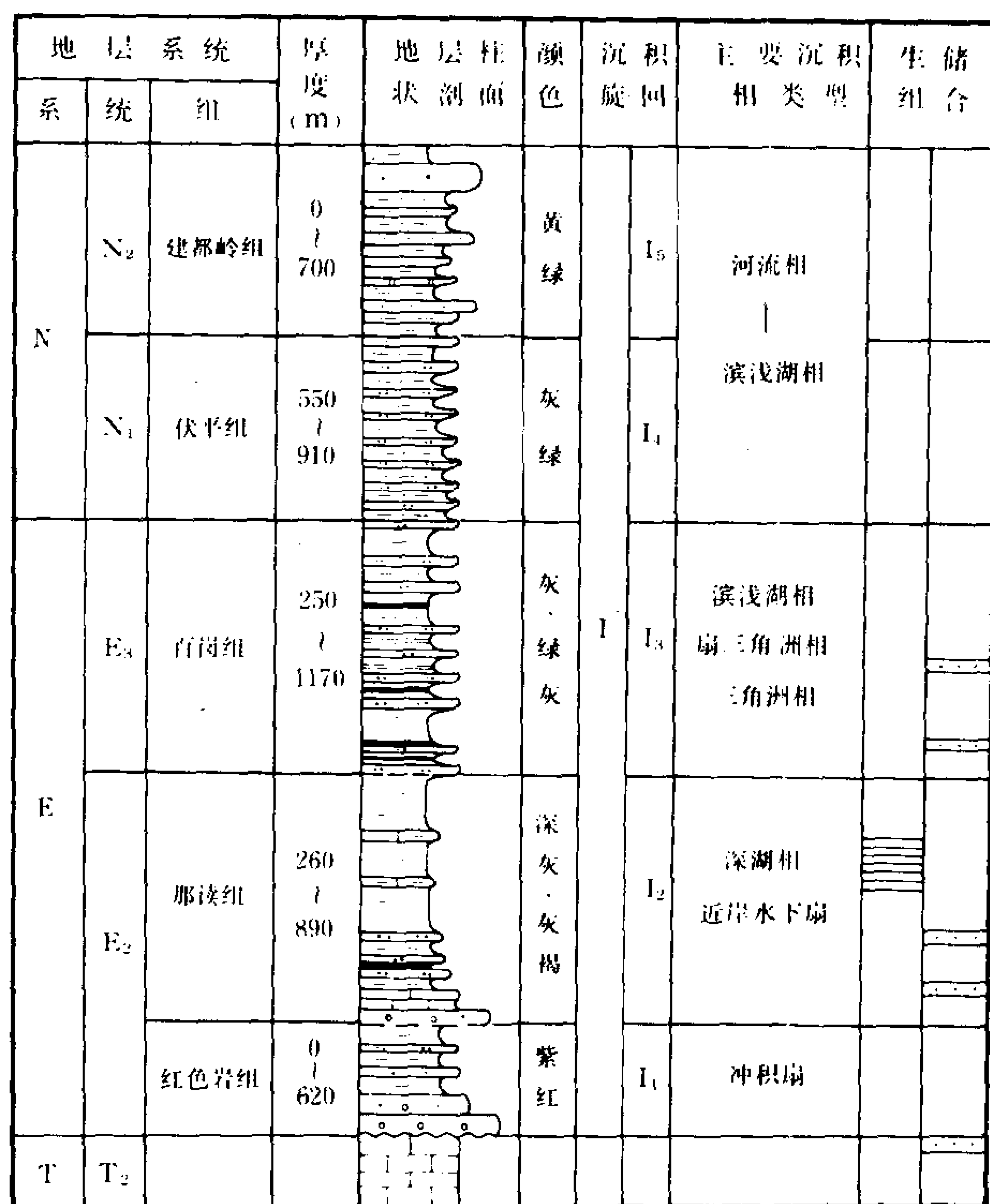


图3-26　百色盆地第三纪地层发育剖面

晚第三纪（伏平组、建都岭组），断裂活动减弱，湖盆逐渐萎缩，沉积滨浅湖相砂泥岩及河流相砂岩，最大地层厚度1600m（图3-26）。

（三）沉积体系

百色盆地内部结构分为西部百色坳陷、中部那百隆起和东部田东坳陷。田东坳陷较为开阔，自北而南分为北部陡坡带，东加凹陷和南部斜坡带。其沉积体系可以旋回中期为代表。物源区主要为北部山地，北部陡坡带发育一系列小型砂体。规模较小的砂砾岩体位于湖岸线之上，规模较大的砂体插入湖中，组成北部冲积扇—扇三角洲沉积体系。该沉积体系东西长约25km，宽1～2km，面积近$40km^2$。自西而东包括10多个冲积扇和扇三角洲砂体。田东油田即位于西段的仑圩砂体（图3-27）。

本区扇三角洲在地震剖面上呈楔形，内部为丘状到杂乱反射，湖相沉积层呈中—强振幅平行连续反射。在纵向上可见多个叠覆的三角洲砂体发育（图3-28）。

位于扇体根部的水上部分为棕红色、灰绿色及杂色砾岩夹薄层粉砂岩。砾石成分为中三叠统各种母岩，砾石大小混杂，砾径一般为5～10cm。

扇三角洲主体位于水下的扇三角洲前缘，包括水下分流河道、河道间及河口坝、席状砂组成。水下分流河道主要由块状细砂—粉砂岩组成正韵律；河道间沉积主要由泥质粉砂岩和泥岩组成.由于河道的多次摆动，因此，在垂向上常形成水下分流河道与河道间的交替沉积；河口沙坝泥质粉砂岩—粉砂岩组成反韵律，受湖水改造的席状砂为薄层粉砂岩与泥岩呈薄互层，主要见于河口坝的前方和侧翼。前扇三角洲以灰、深灰色泥岩为主夹少量薄层砂岩。

北部扇三角洲沉积体系在那读期和百岗期持续发展，百岗期由于水体变浅，湖盆扩张，故该沉积体系向南推进。

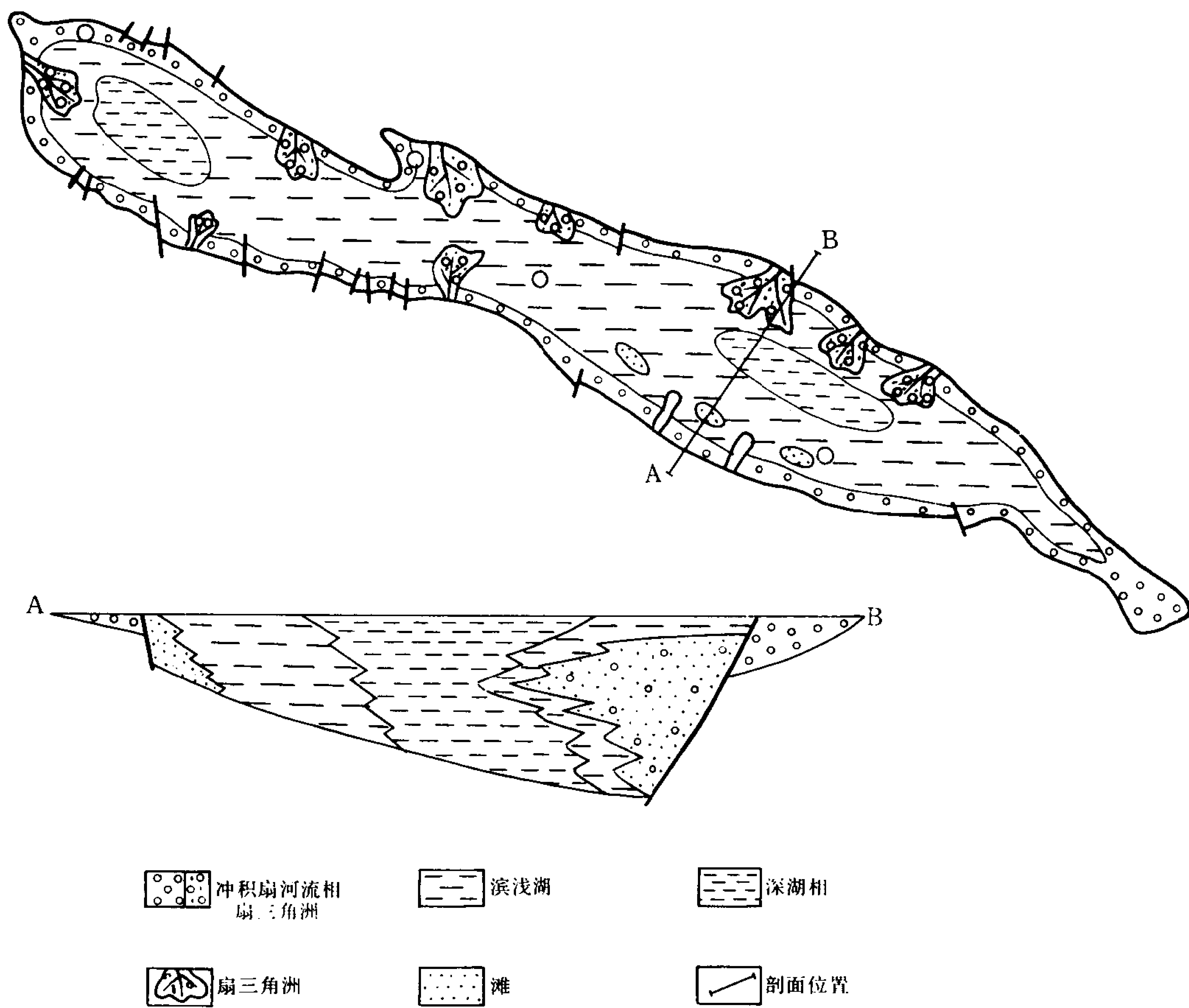


图 3-27　百色盆地下第三系沉积相图



图 3-28　扇三角洲地震剖面特征

①—① 表示砂体

在田东凹陷西北部地形坡度相对变缓，百岗期发展为辫状河三角洲，有完整的三角洲沉积层序出露，自下而上由浅湖相泥岩—含虫孔及生物扰动构造的末端沙坝粉砂岩—斜层理、波状层理河口沙坝中细砂岩—三角洲沼泽平原含煤沉积。沿河谷（百东河）切开的横剖面展示出河口沙坝透镜体在不同层位出现，反映河道摆动的特点（图3-29）。

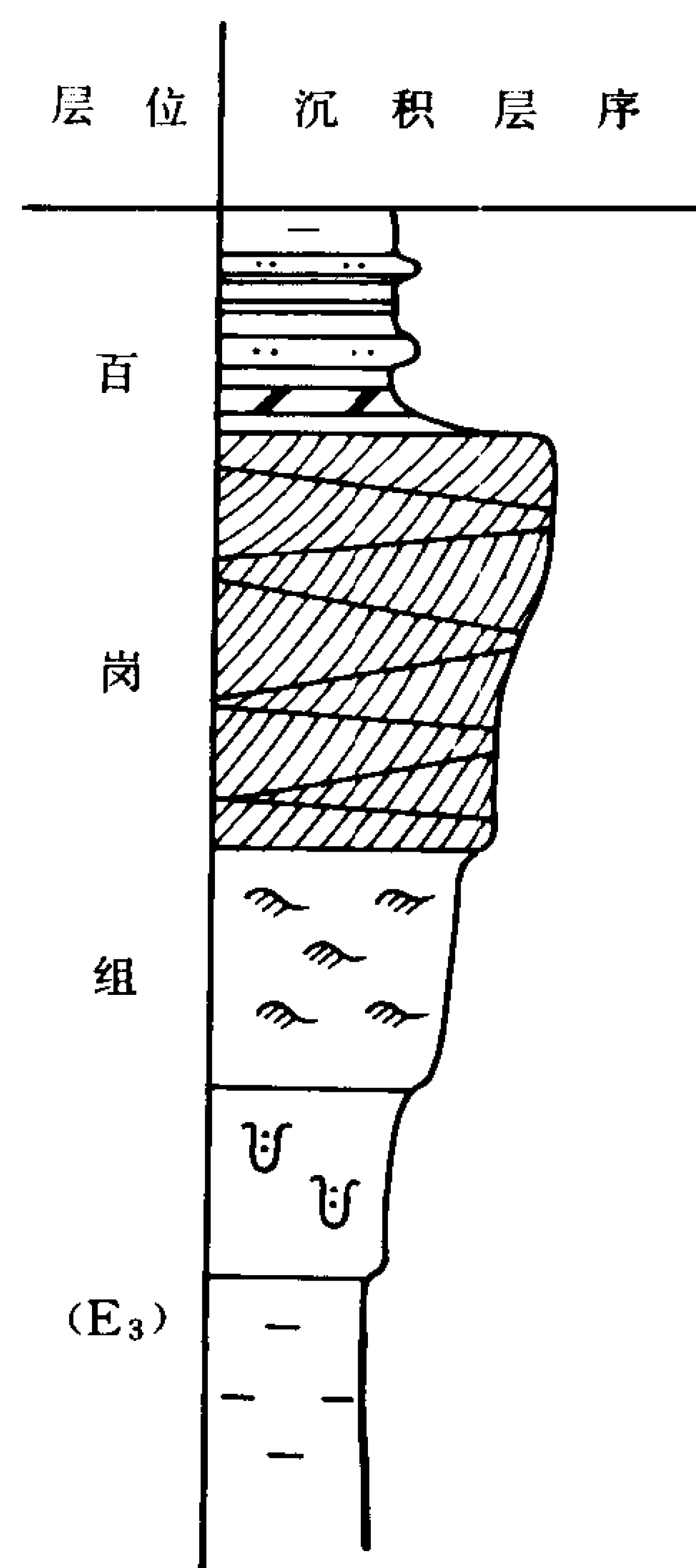


图 3-29 百岗组三角洲沉积层序图
(陈北岳等，1986)

田东凹陷南部斜坡带发育一些小规模的溪流，在滨湖区形成小规模的砂体，包括河道及河口沉积，平行湖岸线的滨浅湖滩坝及生物滩，以百岗期较发育。

由于碎屑物质的供给及盆地沉降速度发生节奏性的变化，湖盆水体的加深和淤浅交替出现，在横向上则深水区、浅水区和滨湖沼泽呈有规律相变.因此，广泛发育的沼泽沉积与较深水生油泥岩和各种类型的储集体互为消长，故百色盆地是一个小型的含油和含煤盆地。

五、过渡带近海断陷型

早第三纪的渤海湾盆地是这一类型的代表。在古气候环境上处于东北潮湿带与华中干旱带间的亚热带北部，具潮湿—干旱过渡性质。断裂活动控制着盆地的演化，在盆地的发育过程中，曾有过海水波及，出现半咸水环境，发育特殊的生物组合。故早第三纪的渤海湾盆地属于干—湿过渡带近海断陷盆地。

（一）沉积背景

早第三纪的渤海湾盆地断裂发育，坳陷与隆起、凹陷与凸起，常有边界大断裂分隔，最主要的断裂系统为北北东向和近东西向（或北西向），北北东向断裂有郯庐深断裂带、太行山东麓深断裂带、沧东断裂带和聊兰断裂带。东西向断裂有宝坻—昌黎大断裂、齐河—广饶大断裂、黄河大断裂。上述断裂都是控制盆地边界的边界断裂，盆地内部发育许多次级主断裂，分隔坳陷与隆起，包括下辽河坳陷、渤中坳陷、济阳坳陷、埕宁隆起、黄骅坳陷、沧县隆起、冀中坳陷和临清坳陷。更次一级断裂的活动又形成 54 个凹陷和凸起。一个凹陷的发育主要受一条主干断裂所控制，呈箕状凹陷型式或不对称地堑型。整个盆地构成隆起与坳陷、高地与低地相隔的面貌（图 3-30）。

渤海湾盆地周围为山地和高地环绕，北有燕辽高地，西为太行山地，东南为鲁西山地，东为胶辽高地，面积 20 万 km^2。在盆地发展的深陷期和扩张期，湖广而水深，在收缩期则湖盆小而浅。由于处于近海环境，湖水性质出现淡水和半咸水交替变化的特征。生物面貌以淡水生物门类为主，在某些沉积阶段可见其为非典型海相生物属种与其共生，如有孔虫、多毛虫、颗石藻和渤海藻等。有孔虫类常见的有细小块虫、柳桥卷转虫、圆盘虫、诺宁虫等。有孔虫化石群具有属种单调，个体小（0.1～0.3mm 左右），壳形畸变等特点，说明它们不是正常海水的产物，在世界各地的近海地区（如泻湖、河口）半咸水环境有孔虫类常具有这种特征。多毛类如龙介虫属、拟龙介虫属、笔帽虫属及弯管虫。现代多毛类主要生活于海洋环

境，与海相通的河口和江湾半咸水环境也有发现。渤海湾盆地的龙介虫等栖管化石与淡水—微咸水的南星介等介形虫类共生，而未见与典型的海相化石种属共生，也说明湖盆处于近海环境。

在下第三系沙河街组中还发现大量成层的钙质超微化石，属于盾石类，属种单调。这些生物主要见于海洋，而这里所见应属泻湖和河口分布的种群。

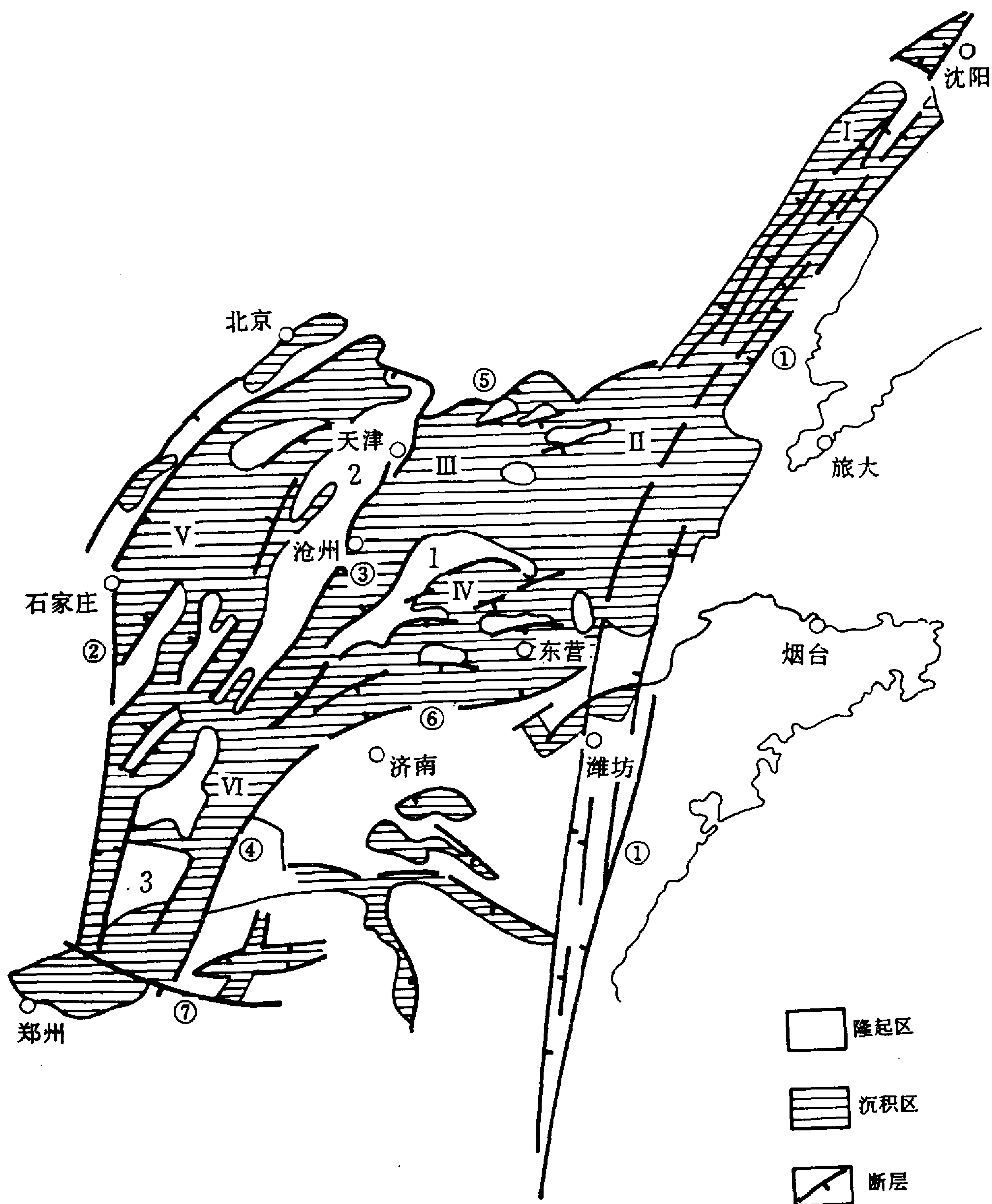


图 3-30 渤海湾盆地地质结构图

Ⅰ—辽河坳陷；Ⅱ—渤中坳陷；Ⅲ—黄骅坳陷；Ⅳ—济阳坳陷；Ⅴ—冀中坳陷；Ⅵ—临清坳陷 1—埕宁隆起；2—沧县隆起；3—内黄隆起；①—郯庐断裂带；②—太行山东麓断裂带；③—沧东断裂带；④—聊兰断裂带；⑤—宝坻—昌黎大断裂；⑥—齐河—广饶大断裂；⑦—黄河大断裂

鱼类化石除淡水鲤科外，也出现鲱形目的渤海艾氏鱼和双鲮鲱，其现生属分布于热带及亚热带的海域或近海河湖中。

下第三系主要生油层位中盛产渤海藻属，属沟鞭藻类。沟鞭藻大多为海相，还见沟裸藻属和极管藻属，其现生种也多属海相。这些都说明当时的环境与海有一定的联系。

由此可见，以淡水生物门类为主，并含有一定量的非典型海相性生物的特征表明，渤海湾盆地是一个处于近海环境的陆相沉积盆地。

早第三纪的渤海湾盆地在古气候带上处于暖温带至亚热带，植被以温暖带与亚热带分子混生为特征，气候环境具过渡性质。盆地北部有较多的含煤沉积，缺少盐类沉积，盆地南部以多旋回的盐类沉积为特色，盆地中部则兼有膏盐层和碳质夹层。

在总的气候带背景下，在盆地演化的不同沉积阶段，由于地势的变化，湖盆扩张与收缩，气候带的迁移，故不同沉积阶段其植被面貌有所变化。孔店期至沙河街组沉积早期，气候较为干旱，林边地带麻黄含量较高，沙河街期气候较为温湿，栎属含量大于榆属，东营期榆属含量高于栎属，气候较沙河街期稍凉，末期亚热带植物仅个别出现，属暖温带气候。

（二）沉积演化

渤海湾盆地早第三纪沉积史包括孔店组、沙河街组四段至三段、二段至一段和东营组四个旋回。孔店组代表断陷的早期沉积；沙河街组是断陷的主要沉积，其间经历不止一次扩张与收缩，深陷与抬升；东营组代表断陷后期沉积，是逐渐收缩衰退的过程，其间也有小规模的扩张。

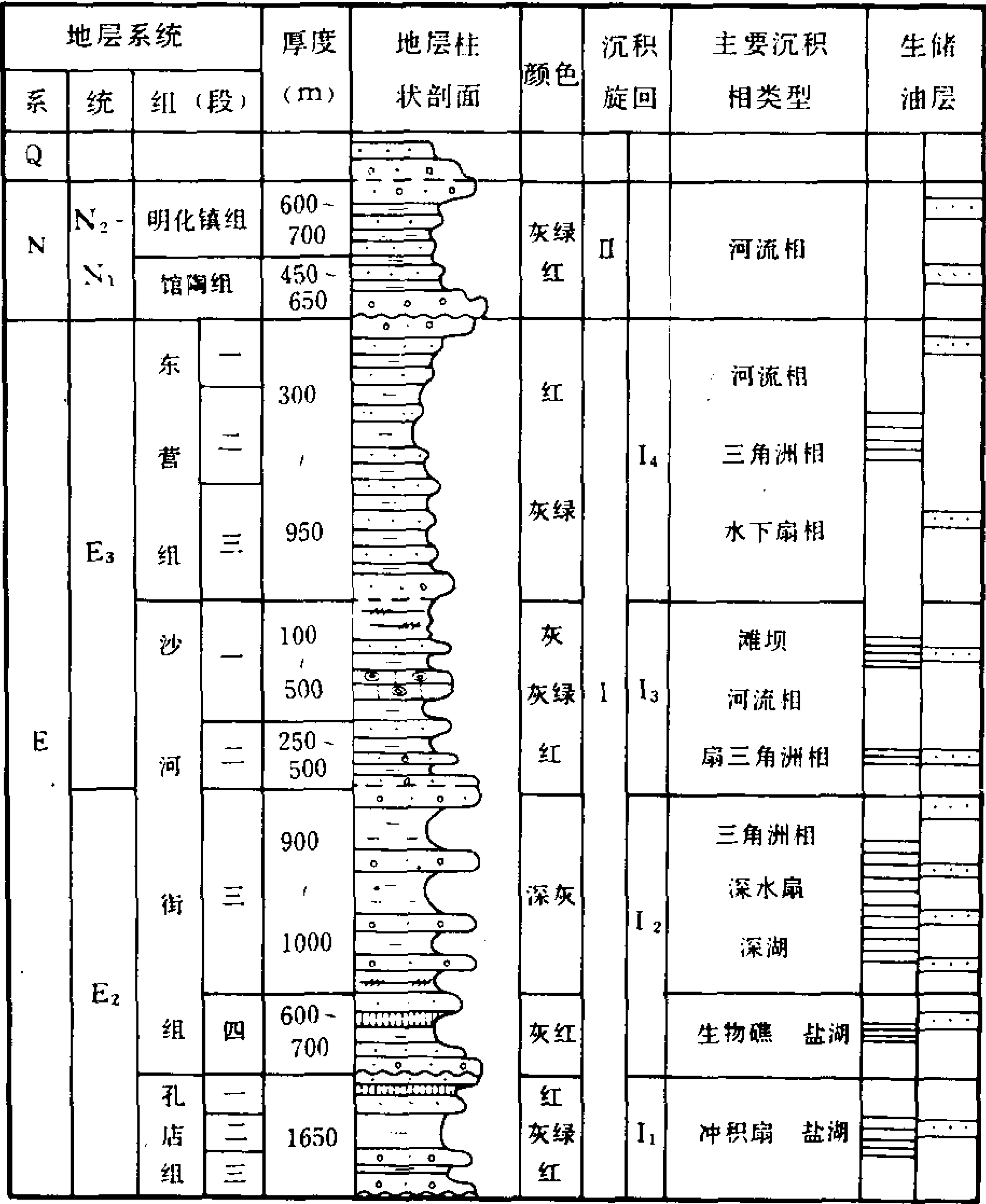
孔店组是始新世早期的产物，其沉积明显受断裂控制，分布于大断裂下降侧的断槽处。该组地层下部为棕红色砂砾岩与泥岩互层；中部暗色泥岩，是下第三系的第一套生油层，含五图真星介—沼泽拟星介组合；上部红色泥岩及红色砂岩互层，夹膏盐层。其最大厚度1700m 以上。代表早期以冲积扇和河流沉积为主，中期为浅湖、半深湖沉积，晚期为湖盆收缩的膏盐沉积。伴随断陷下陷有普遍的中基性火山喷发。末期发生一次重要构造运动，使若干地区抬升隆起。

始新世中期由于太平洋板块向亚洲板块俯冲，渤海湾盆地发生新的全面沉陷，沙河街组不整合于孔店组之上。沙四段下部为红色砂泥岩夹石膏；中部为蓝灰色泥岩及膏盐岩，含火红美星介—美丽金星介组合；上部为灰色泥岩、油页岩夹碳酸盐岩、砂岩，横向可相变为造礁生物灰岩、含光滑南星介化石组合。沙河街组三段与沙四段呈连续沉积，是全盆地第一主力生油层。代表断陷盆地深陷期沉积，其下部为暗色泥岩及油页岩发育段，中部为暗色泥岩夹砂砾岩透镜体，上部为反旋回的砂岩夹灰色泥岩，顶部有碳质泥岩。厚度 1500～3500m。含中国华北介及渤海藻化石组合，代表断陷深湖、浊流至三角洲或扇三角洲沉积。

沙三段末期盆地普遍抬升，在盆地的高部位遭剥蚀。沙二段是另一次级旋回下部的沉积物，在构造高部位与沙三段呈角度接触。在凹陷内部则为连续沉积。沙二段主要为红色、灰绿色、灰色泥岩与灰白色砂砾岩互层，含椭圆拱星介。厚度 200～1000m。是河流相及扇三角洲相的主要沉积阶段，湖区范围小而浅。沙一段沉积时湖盆进一步扩张，地形相对平坦，沉积稳定。在浅水区以普遍发育生物灰岩、鲕粒灰岩，深水区发育暗色泥岩及油页岩为特征，含惠民小豆介，厚度 100～500m。沙一段是盆地的第二主力生油层。沙一段沉积末期盆地再一次抬升，在若干地区沙一段与东营组呈沉积间断。

东营组自成一个独立的旋回，是渐新世中后期沉积。下部为灰绿色泥岩与砂岩互层夹碳质页岩，含单峰华花介；中部灰色泥岩夹砂岩，含弯脊东营介；上部为反旋回的砂岩夹泥

岩。东营期盆地大部分地区处于补偿或超补偿状态，以三角洲及河流沉积为主，但位于盆地沉降中心的渤中凹陷的湖相层仍具生油条件。东营末期，盆地整体抬升，结束断陷历史。上第三系区域不整合于下第三系之上，是盆地的坳陷阶段沉积（图 3–31）。



系	统	组（段）		厚度（m）	地层柱状剖面	颜色	沉积旋回		主要沉积相类型	生储油层
Q										
N	N_2-N_1	明化镇组		600～700		灰绿红	Ⅱ		河流相	
		馆陶组		450～650						
E	E_3	东营组	一	300～950		红		I_4	河流相	
			二						三角洲相	
			三			灰绿			水下扇相	
		沙河街组	一	100～500		灰 灰绿	Ⅰ	I_3	滩坝 河流相	
			二	250～500		红			扇三角洲相	
	E_2		三	900～1000		深灰		I_2	三角洲相 深水扇 深湖	
			四	600～700		灰红			生物礁 盐湖	
		孔店组	一 二 三	1650		红 灰绿 红		I_1	冲积扇 盐湖	

图 3–31 渤海湾盆地地层发育剖面图

（三）沉积体系

早第三纪渤海湾盆地发育许多深湖区，这些深湖区代表凹陷的沉积中心（图 3–4），每个凹陷就是一个沉积单元，一个湖盆的完整沉积模式可以方块图表示（图 3–32）。它包括水上环境、滨浅湖和深湖，在轴向发育冲积扇—辫状河—低弯度曲流河—三角洲—浊流沉积体系；在缓坡带发育冲积扇—辫状河—三角洲沉积体系；在陡坡带发育冲积扇、扇三角洲或近岸水下扇；滩、坝和生物礁发育于浅水区。油气主要聚集于河流沉积和湖泊沉积间的过渡带至半深湖相区。

渤海湾盆地经历多次的扩张与收缩，形成多旋回沉积和相应的多套生储盖组合，多套油气层，是渤海湾盆地具丰富油气资源的沉积条件。生油层主要形成于深陷期和扩张期。在各个不同沉积阶段有不同的储集体类型，盆地发展的早期和晚期，发育冲积扇和河流砂体；收缩阶段发育三角洲、扇三角洲、滩和坝砂体；在深陷阶段和扩张阶段发育近岸水下扇、浊流砂体和浅水带的生物滩和礁（图 3–33）。

以下将阐述渤海湾盆地诸种重要沉积体系的发育特征。

1.以轴向三角洲沉积为骨干的沉积体系

三角洲沉积发育于盆地抬升收缩阶段。水系从不同物源区注入湖盆，来自轴向的水系，由于坡降相对较缓，河流下游常发展为一定弯曲度（低弯曲度），入湖形成三角洲。这类三角洲具有以下特征：

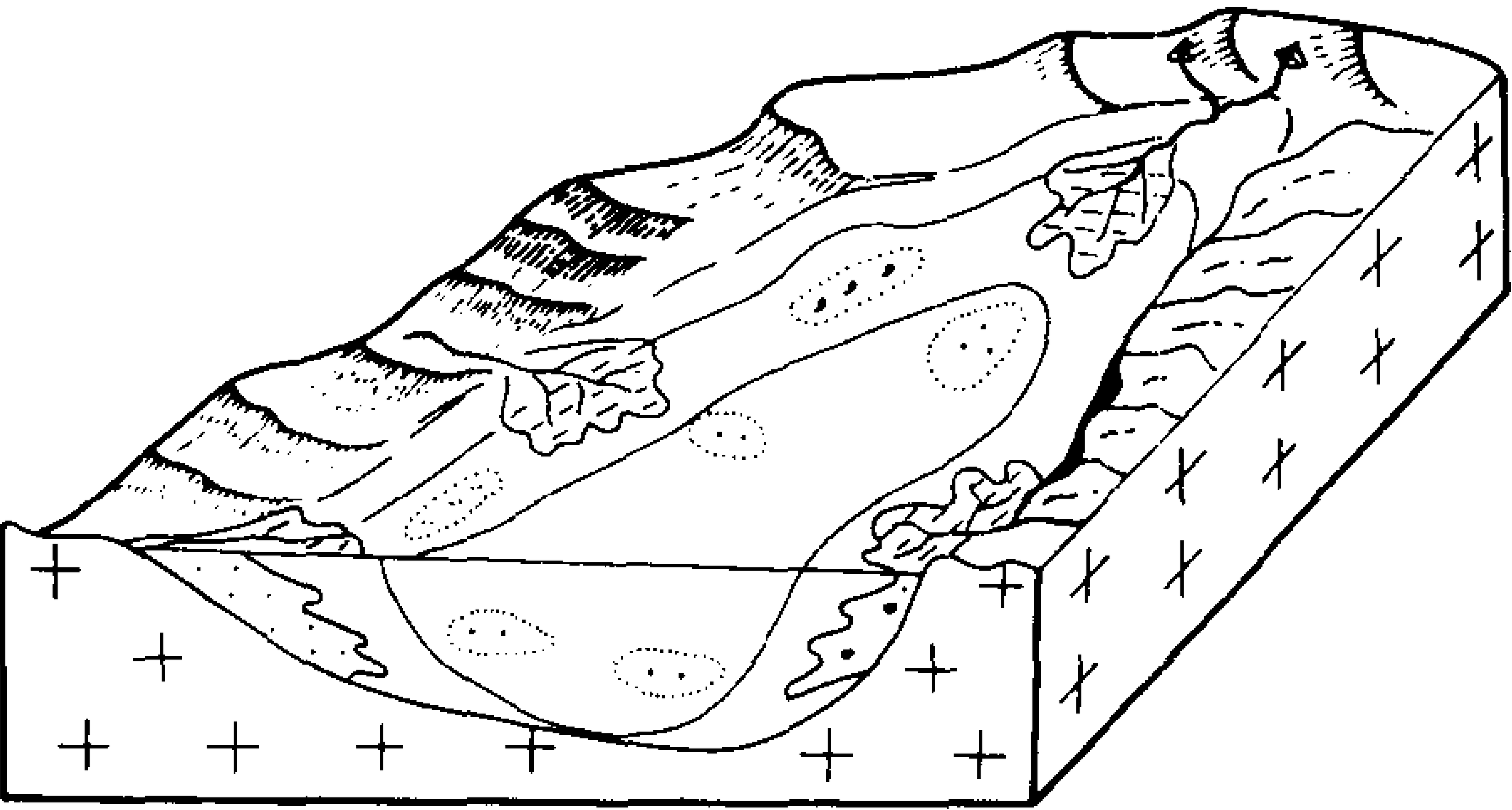


图 3–32 渤海湾断陷湖盆沉积体系模式图

1）沉积层序完整。自下而上由前三角洲、三角洲前缘和三角洲平原组成。

2）三角洲平原相发育，地层中常含煤线或碳质页岩。

3）在三角洲前缘中反旋回；反粒序的河口沙坝沉积发育。

4）沉积物粒级较细，多为粉砂级和细砂级。

5）在三角洲前缘斜坡下部及前三角洲泥岩中含砂岩透镜体，多属前缘砂体滑塌再沉积或洪水期带入的浊积岩。

东营凹陷沙三段上部和沙二段下部属收缩期的三角洲沉积，其主体部位属于此类型，该三角洲沉积厚度可达300～400m（沙三上），自下而上由粉砂岩、粉细砂岩、细砂岩和含砾砂岩组成，相应的沉积构造为透镜状层理—波状层理及波状交错层理—槽状交错层理—楔状交错层理，代表从三角洲前缘至三角洲平原环境，三角洲有明显的前积反射结构，三角洲平原的分流河道块状砂岩中常夹碳质页岩。东营凹陷三角洲前缘砂体，三角洲平原河流砂体及前三角洲与前缘斜坡下部的浊积岩都含丰富的油气（图3-34）。

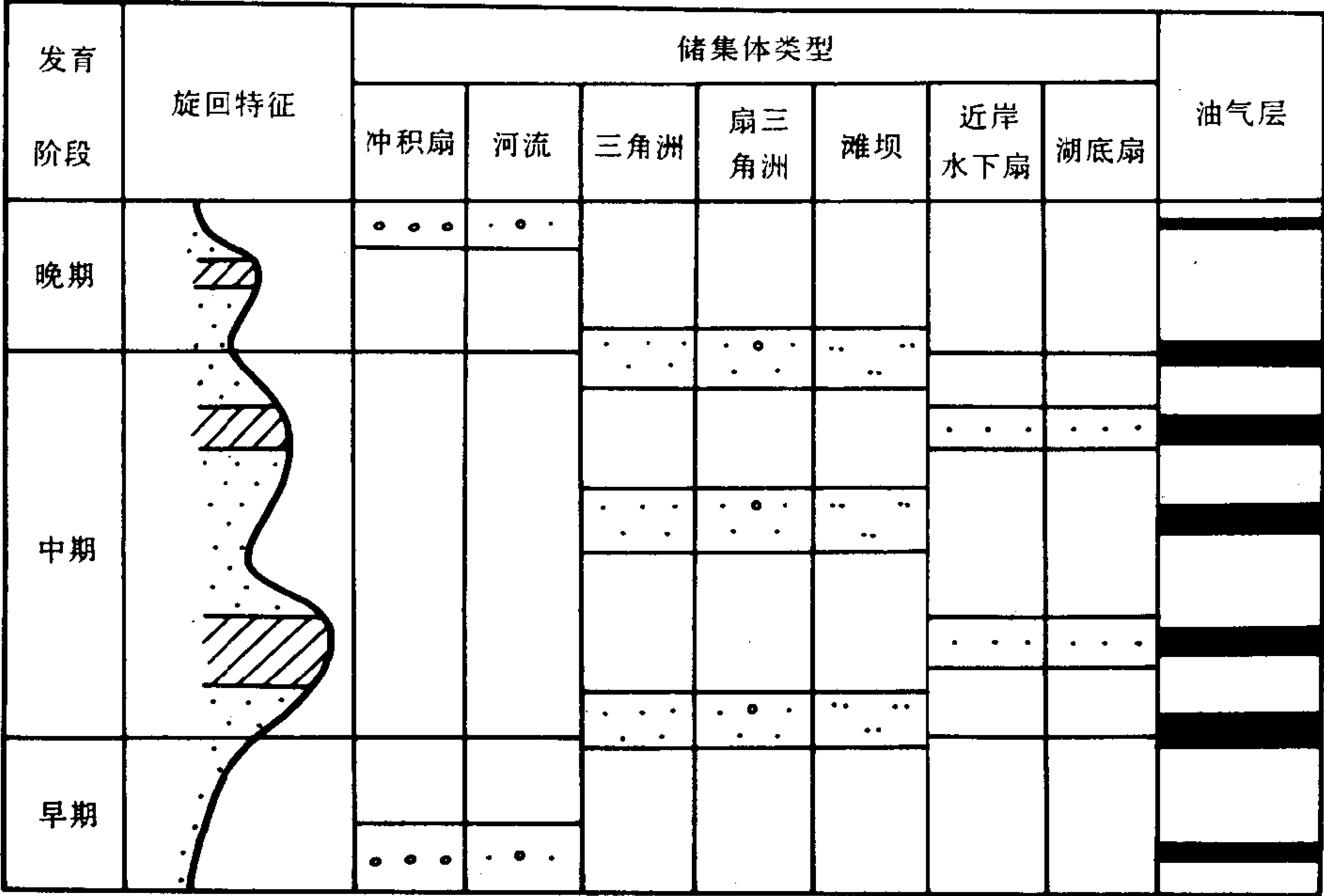


图3-33　断陷盆地储集体类型垂向分布

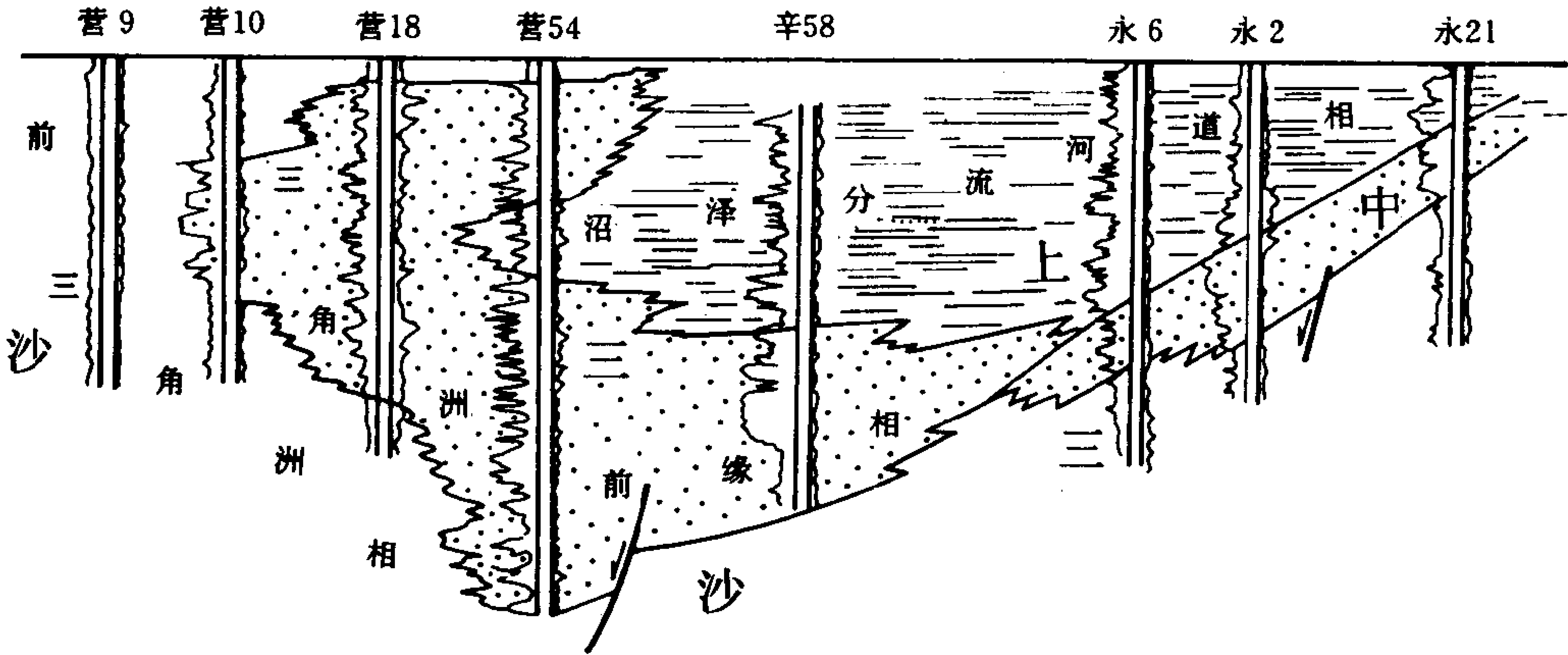


图3-34　东营凹陷沙三段上部三角洲沉积横剖面图（据胜利油田）

2.斜坡带辫状河三角洲沉积为骨干的沉积体系

箕状凹陷的斜坡带毗邻重要的物源区，在狭长形的凹陷可有多条入湖水流，由于坡降较大，多发育为辫状河，辫状河形成的三角洲具有以下特征：

1）沉积层序较完整，但在两次扩张期间的收缩阶段其三角洲平原不很发育，只有当盆地处于较长时间的抬升或最后萎缩阶段才有发育的三角洲平原沉积。

2）三角洲沉积的主体为三角洲前缘，其中最发育的砂体为水下分流河道砂，河口砂坝占有较小的比例，即不及轴向三角洲发育。

3）沉积物粒级较粗，多为中砂级以上。

4）三角洲沉积最大厚度位于斜坡带转折处，受同生断层所控制，在沉积剖面上成梭形（最大厚度位于同生断层下盘，向斜坡高部位和低部位减薄），同生断层下降盘常由三角洲沉积形成逆牵引构造，是油气富集部位。

5）在三角洲前缘斜坡下部及前三角洲中也可发育浊流沉积。

渤海湾盆地诸多凹陷的斜坡区均发育此种类。例如，辽河西部凹陷西斜坡沙四段的中期沉积，水系来自西部的医巫闾山区，经较广阔的山前地带入湖，形成分布面积达 700km^2 的辫状河三角洲沉积区，其前缘砂体以正韵律的水下分支流河道为主，由细砾岩、含砾不等粒砂岩、粗砂—细砂、粉砂和灰绿色泥岩组成，层理类型由底部冲刷面和杂乱堆积砂砾岩开始，继而出现大型斜层理—小型多层系板状斜层理—上部为小型微波状及水平层理。泥岩中含螺和介形类，砂质岩中见较多植物枝叶及炭屑。该三角洲层序的河口坝沉积分布于斜坡带中部，具反韵律结构，自下而上由灰褐色、灰色泥岩—粉砂岩—中细砂岩组成，中细砂岩含小型多丛系板状层理，粉砂岩中生物扰动发育，泥岩中介形虫类丰富。

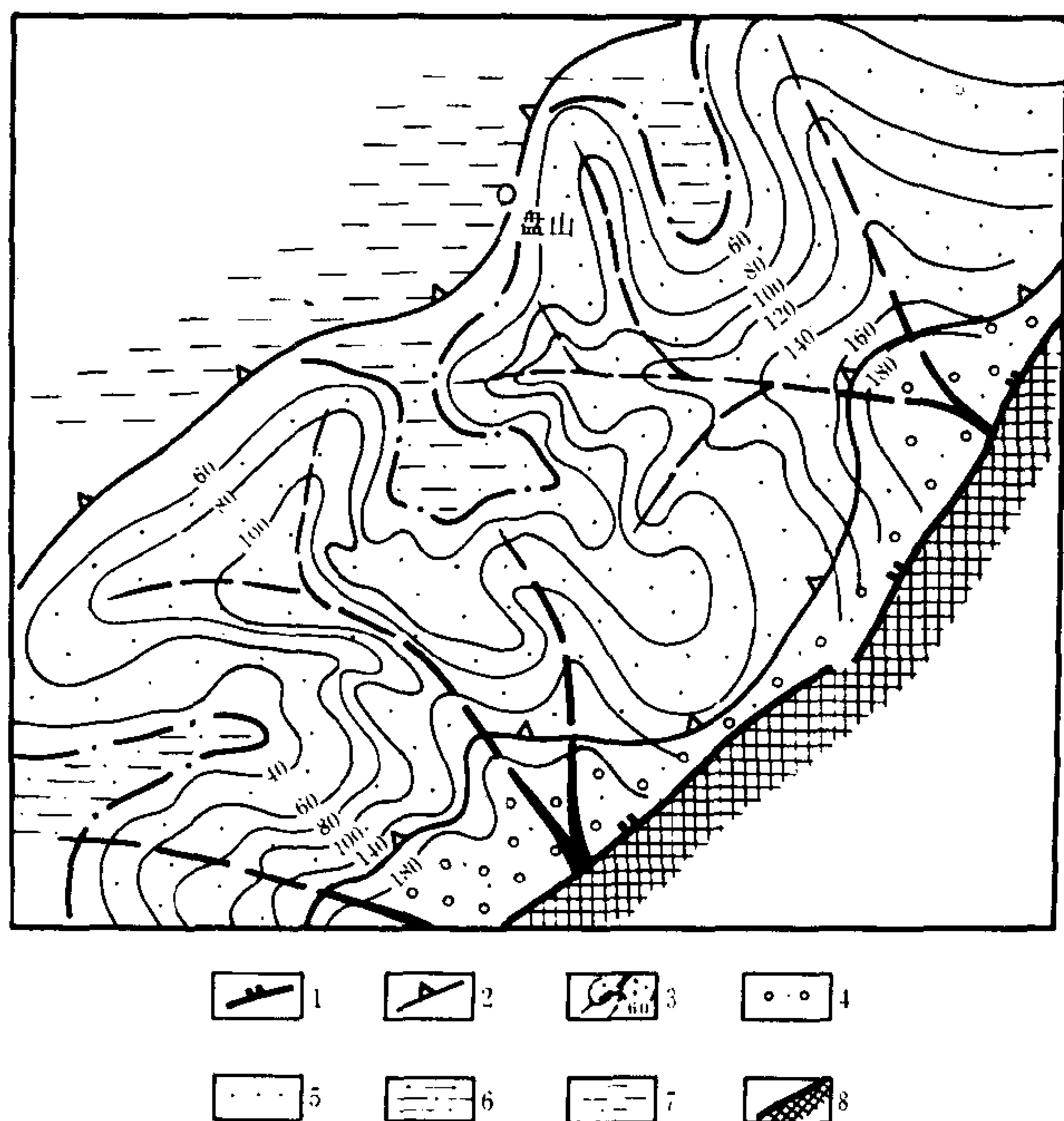


图 3-35　兴隆台油田沙二段扇三角洲分布图

1—边界断层；2—亚相界线；3—砂岩厚度等值线（m）及水道方向；4—扇三角洲平原；5—扇三角洲前缘；6—扇三角洲叶间湾；7—前扇三角洲；8—隆起

3.陡坡带扇三角洲沉积为骨干的沉积体系

箕状凹陷的陡坡带其坡陡而窄狭，山地河流经狭窄的山前带入湖。扇三角洲有以下特征：

1）扇体的根部是由块状杂乱堆积的砂砾岩、砾岩组成，为水下部分，范围狭。

2）垂向上和平面上皆以具牵引流沉积构造的水下分流河道沉积为主，河口沙坝沉积主要见于水进期对水下分流河道砂的改造，所占比例较少。

3）其几何形态：平面呈扇形，剖面呈楔形。

4）沉积物粒级粗，有相当比例的砂砾岩和含砾砂岩。

辽河西部凹陷兴隆台油田的储集体即属于这种类型（图 3-35）。

4.陡坡近岸水下扇为骨干的沉积体系

近岸水下扇发育于盆地的深陷期，湖水深广，地形高差大，洪水期粗碎屑物质由山地河流带入湖中，在水体较深地区，砂体大部分处于半深水和深水环境，近岸浅水带狭，沉积构造大部分反映浊流沉积特征。有的地区浅水区面积较广，砂体大部分处于浅水至半深水环境，沉积构造特征以反映悬浮搬运为主，但也有较多的牵引流成分，可以说这是一种介于近岸深水浊积扇和扇三角洲之间的过渡类型。

黄骅坳陷南堡凹陷沙三中下部属于近岸水下扇类型。该扇体在平面上可分内扇、中扇和外扇，扇中包括扇中水道和水道间沉积（图 3–36）。扇根的主要岩相类型有下列几种：

1）块状混杂砾岩相　由杂乱分布的泥、砂、砾石和泥砾组成，基质支撑结构。与下伏岩层呈突变接触。

2）块状砂砾岩相　由粗砂和细砾组成，具混杂结构，基质含量少，与下伏层为突变接触。

扇中水道的岩相类型主要有：

1）具递变层理含砾砂岩相　是最常见的岩相类型，单层厚度一般 20～50cm，与下伏岩层常呈突变接触。

2）具块状层理砂岩相　主要由中细粒砂岩组成，单层厚度一般为 20～80cm。

3）具平行层理砂岩相　主要由中细粒砂岩组成，单层最大厚度一般为 6～30cm。

4）具交错层理砂岩相　主要由含砾砂岩和中细砂岩组成，单层厚度大于 10cm。

上述四种岩相类型同属扇中水道沉积，有密切的共生关系。

扇中水道间和扇端的主要岩相类型为具波状交错层理粉砂岩相和具水平层理泥质粉砂岩相。

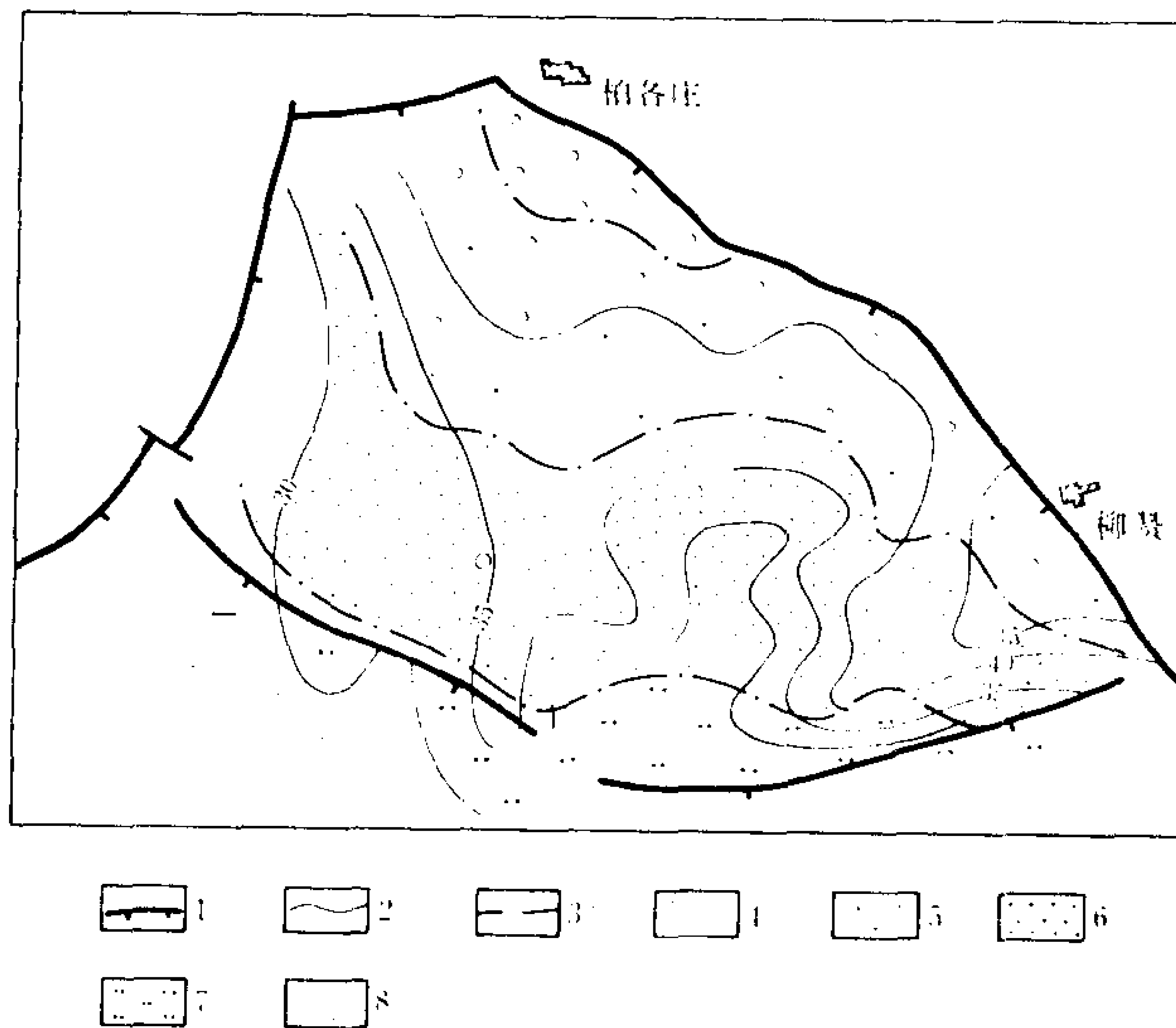


图 3–36　南堡凹陷沙三段水下扇分布图

1—断层；2—砂岩百分比等值线；3—相界线；4—扇根；5—扇中内带；6—扇中外带；7—扇端；8—深水区

5.斜坡带具供给水道的水下扇沉积体系

辽河西部凹陷沙三期重力流沉积十分广泛，是该凹陷的重要油气储集层，其沙三段下部在斜坡带称大凌河油层，自北而南有四条输入碎屑物质的供给水道，这些水道常常继承沙四期辫状河发育的部位。斜坡北高南低，北狭南宽，南部物源比北部物源活跃，故四个砂体自北而南依次加厚、加宽和伸长，水道之间是水下高地，沉积半深水暗色泥质沉积和薄层砂层。砂体的内部结构及相带划分可以分为两种类型。一种是砂体基本分布在沟道内，向湖方向伸展短，不形成扇体。其内部结构可分为水道主体亚相、水道前端亚相和外水道亚相。一种是碎屑物供给充足，砂体在斜坡带中部分散成扇体，这类砂体即属具供给水道的水下扇沉积，其扇体内部可分为内扇、中扇和外扇，扇体部

分的含油性最佳。内扇可分内扇水道和天然堤，内扇水道由颗粒支撑砾岩、砂砾岩夹块状杂砂岩组成，正旋回，正粒序，砂砾混杂，分选差，代表砾质高密度浊流沉积。天然堤位于内扇水道两侧，是高密度浊流溢出水道后出现低密度浊流沉积而成，具有典型的浊积岩特征。由粗—细粒级的杂砂岩、粉砂岩与泥岩组成相当鲍马层序中的 AE、AB、BC 和 CD 组合，发育均匀递变层理，具丰富虫孔，天然堤砂层是良好储集层（图 3–37、图 3–38）。

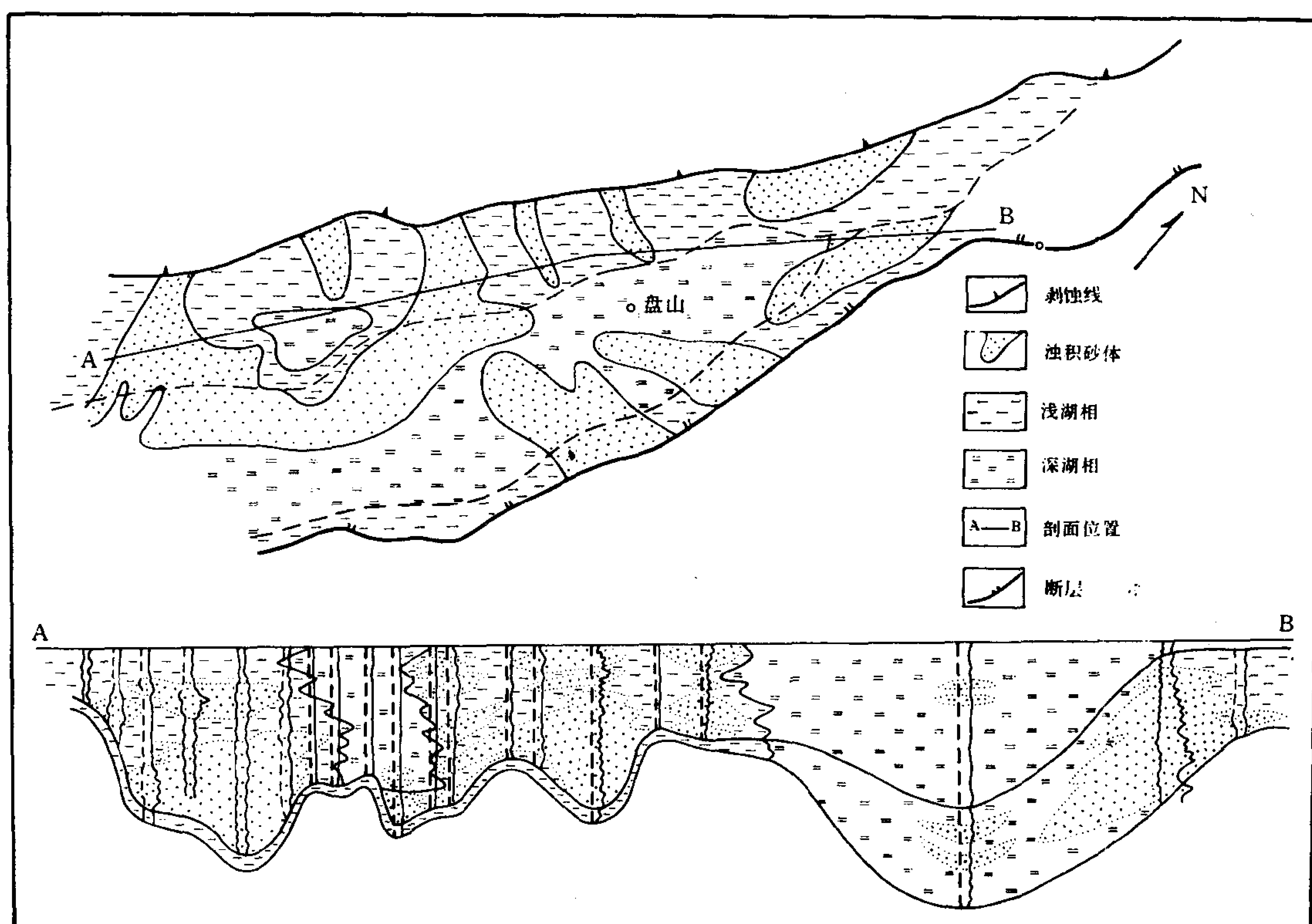


图 3–37　辽河西部凹陷沙三段沉积相图

中扇包括网状水道区和无水道区。网状水道是内扇水道至坡度变缓而散开，形成较浅的无天然堤网状水道，以砂质高密度浊流沉积为主。由多个砾岩—砂砾岩—砂岩或砂砾岩—砂岩正旋回正粒序叠加组成。正递变砂砾岩相含量最常见，厚度也最大，占总剖面厚度的 60%，中扇无水道区位于网状水道区向湖一侧，是砂质高密度浊流向砂质低密度浊流转化的过渡区，其前缘则为砂质低密度浊流沉积。过渡区由砂砾岩和粗—细粒级杂砂岩组成向上变粗的反旋回，夹灰黑色泥岩。前缘砂质低密度浊流砂层由粗—细粒级杂砂岩、粉砂岩和泥岩组成反旋回正粒序结构相当鲍马层序中的，AB、AD（E）、BC 组合发育，CD 组合不太发育。递变层理和平行层理常见。

外扇由细砂岩、粉砂岩组成，多具 CD 组合，见波状层理和水平层理，虫孔丰富。

沾化凹陷东部河口地区和东营凹陷利津南部均有具供给水道的水下扇类型发育。

应当指出，在湖盆内部地形较为平缓的深凹部位发育深水扇，其沉积特征是大套暗色泥

岩夹成组砂岩，沉积构造上具较清晰的鲍马层序，平面形态呈舌状或扇形，如黄骅坳陷北大港深水扇（图 3-39）及六间房深水扇，这种深水扇是由浅水砂体滑塌再搬运沉积而成。

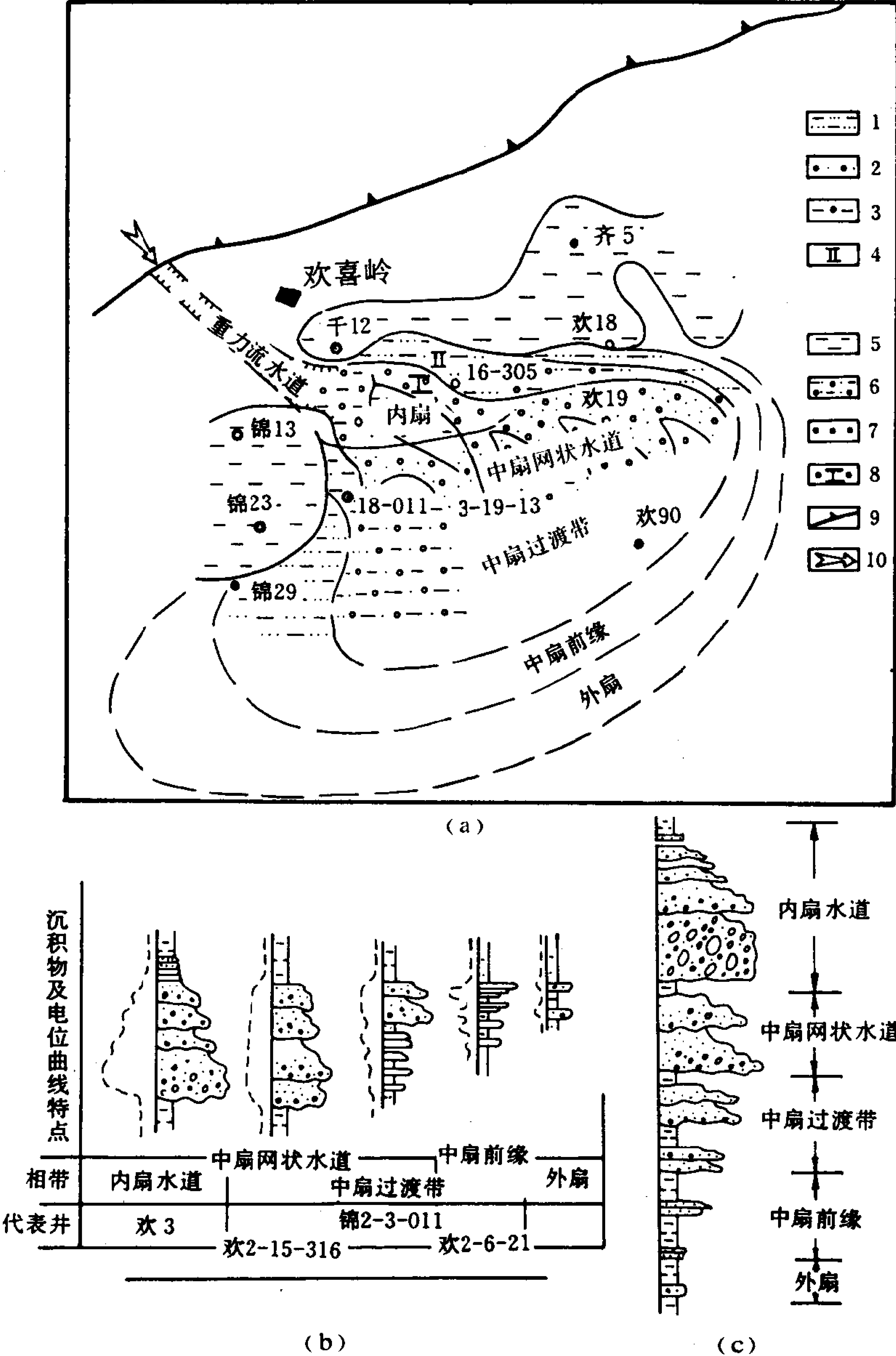


图 3-38　辽西凹陷大凌河油层第二砂岩组水下扇微相及垂向层序图（吴崇筠、高延新，1988）

1—砂泥岩；2—砂砾岩；3—泥质砾岩；4—天然堤；5—泥岩；6—泥质砂砾岩；7—砾岩；8—内扇水道；9—剥蚀线；10—物源方向；(a) 平面图；(b) 从内扇到外扇的沉积层序变化；(c) 水下扇完整的理想垂向层序

6.沿岸浅水滩坝及生物礁为骨干的沉积体系

位于斜坡带两个主要入湖水系之间的湖湾区碎屑物供给较少，或来自小河的碎屑物质，

或由湖浪及湖流改造邻近的三角洲砂体，形成沿岸分布的滩砂或坝砂。滩砂层薄而广，为一套分选良好的灰色薄层粉细砂岩与薄层泥岩的频繁交互层，有时还夹薄层灰岩、鲕灰岩，含波状、压扁状及薄互层理。坝砂层厚，分布范围小，为中细粒砂岩及粉砂岩，含贝壳碎片，其上下为湖湾暗色泥岩及钙质页岩。辽河西部凹陷北部斜坡区、黄骅坳陷南大港湖湾区及廊固凹陷东部斜坡带都是这一类型沉积体系发育区。

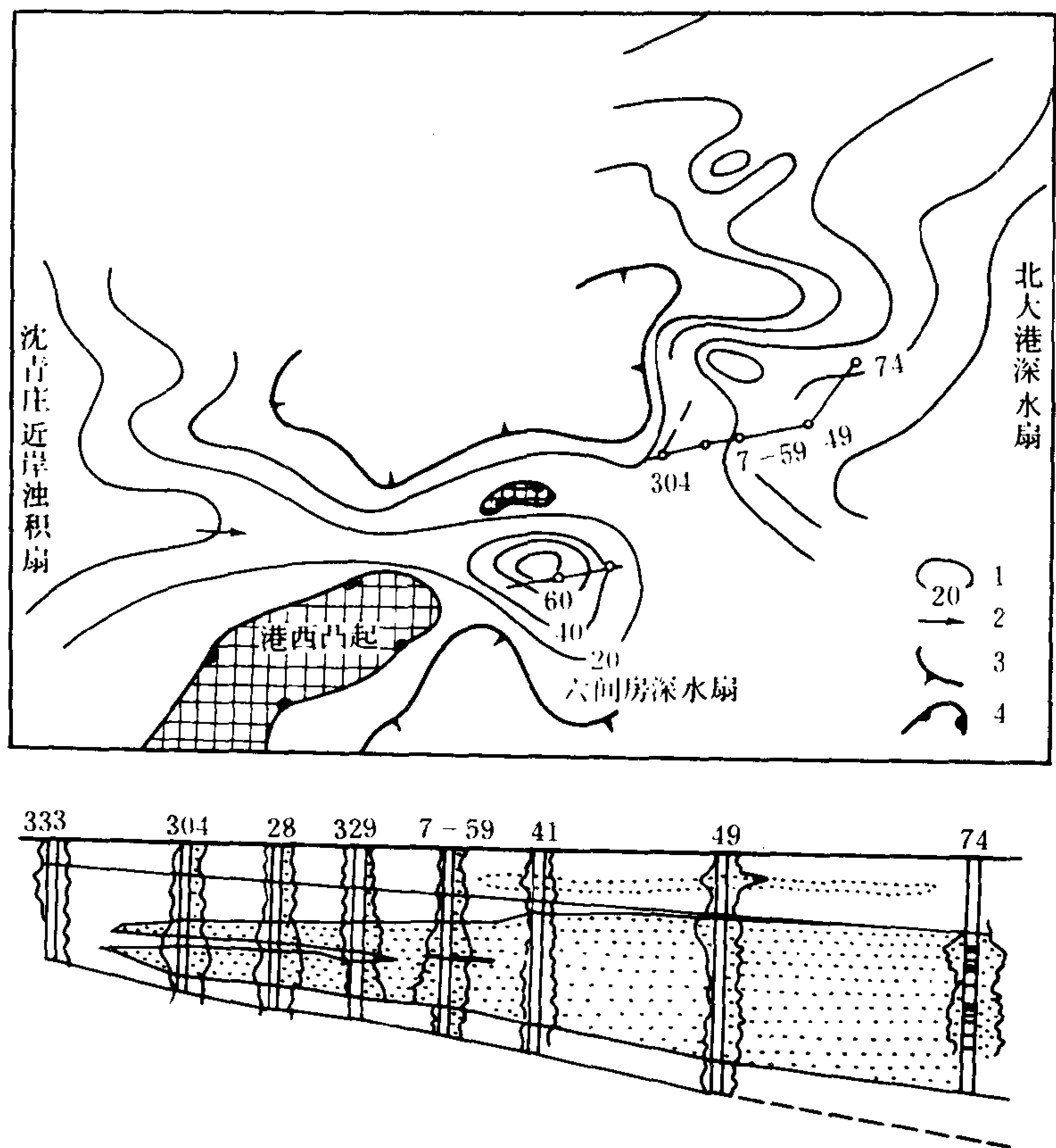


图 3-39　北大港深水浊积扇分布图（薛上荣，1982）

1—砂层厚度（m）；2—重力流方向；3—矿岩尖灭线；4—地层剥蚀线

济阳坳陷沙四段上部以发育浅水碳酸盐岩和生物礁为特征，生物碎屑灰岩多分布于湖湾近岸地区，一般厚度 0.5～2m，最厚可达 5～10m。在古隆起和断阶上可形成生物礁，生物礁是济阳坳陷沙四段重要的油气储集层。

7.冲积扇—河流沉积为骨干的沉积体系

在盆地下降早期、晚期或收缩期盆地周边地势较高，坡降较大，湖区很小，盆地边缘发育冲积扇，横向辫状水系汇聚于盆地中部低洼处，顺盆地的轴向形成纵向低弯度河流注入局部淤塞性湖泊中。低弯度河流沉积物是这一沉积体系的主要部分，由中细砂岩、粉砂岩及紫红色泥岩组成，砂岩与泥岩的比例为 1∶1，在平面上砂体呈串珠状分布，是重要的油气储集层。如东濮凹陷沙二段下部（图 3–40）。

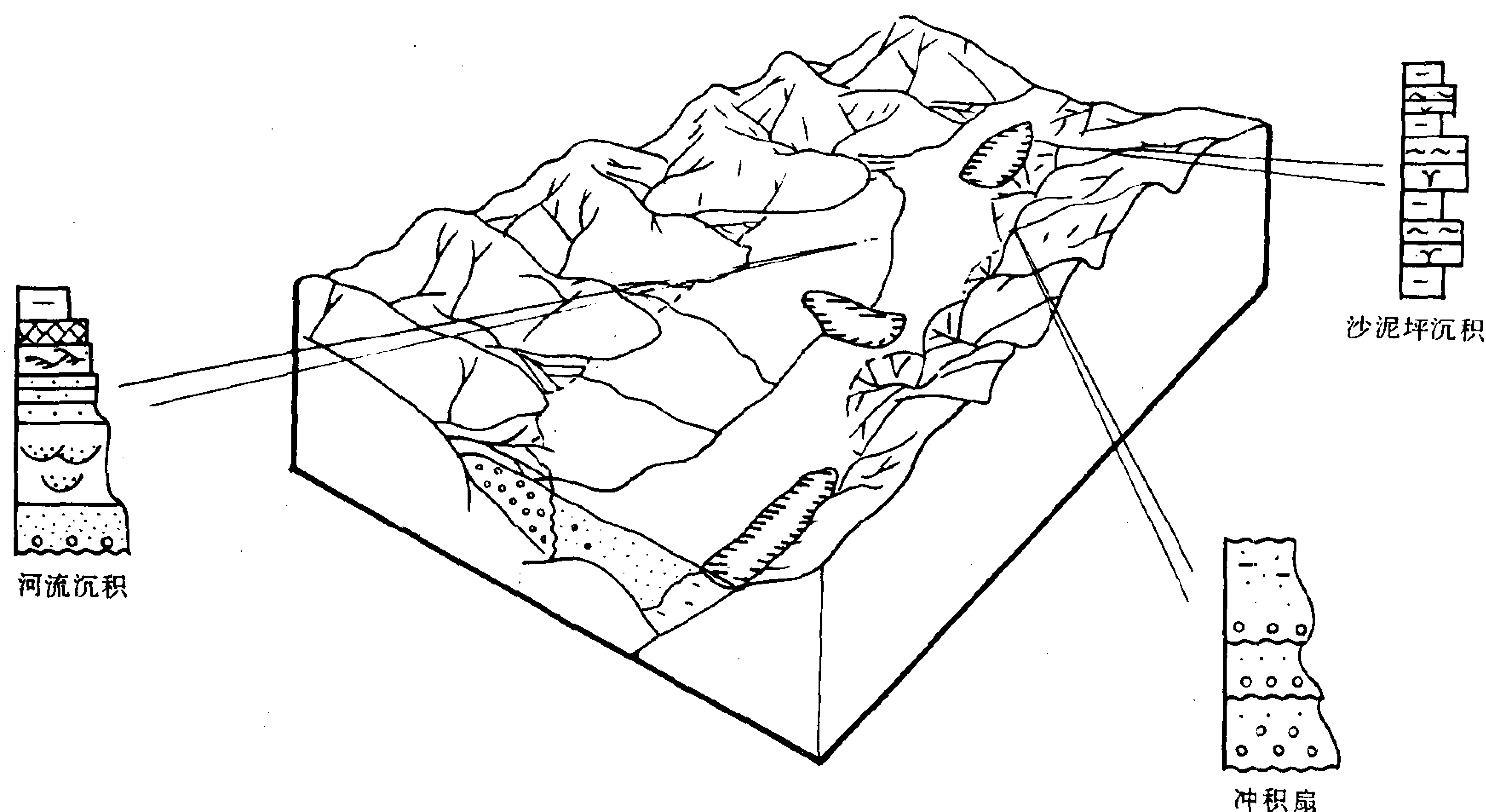


图 3-40 东濮凹陷沙二段下部沉积体系模式图

六、过渡带内陆断陷型

(一) 沉积背景

在晚侏罗世至早白垩世，由于太平洋板块向欧亚板块的俯冲作用，于内蒙古自治区和甘肃省境内发生一系列性质相似的内陆断陷盆地，其基底为古生代褶皱带，断陷盆地的走向受基底褶皱构造带方向的控制，二连盆地呈北东向，银根、雅布赖、巴丹吉林盆地近东西向，潮水、酒泉盆地近北西西向。

这些断陷盆地南北跨越 7～8 个纬度带，早白垩世是气候带分异明显时期，它们处于潮湿带或半干旱—半潮湿的过渡带，前者如二连盆地，后者如酒西盆地。二连盆地属潮湿带内陆断陷型，该类型的沉积特征已在前面作过讨论，此处不再阐述，酒西盆地属过渡带内陆断陷型，将作为本节的实例，重点讨论。

酒西盆地（早白垩世）是产生于下古生界褶皱基底的断陷盆地，面积 2700km^2。盆地内部呈凹凸相间的构造格局（图 3-41）。最大地层厚度 3500m（J_3—K_1）。盆地北侧的赤金峡山、宽台山和黑山，盆地南侧的祁连山是重要的物源区，盆地内部凸起周围也有砂体分布。

(二) 沉积演化

酒西盆地断陷期主要发育于晚侏罗世—早白垩世，包括赤金堡群（J_3）和新民堡群（K_1）。赤金堡组下部为厚层砾岩夹杂色泥岩，中部为砾岩、砂岩夹黑色页岩，上部为灰黑色页岩及砾岩和砂岩。中上部湖相层中含丰富的瓣鳃类、腹足类、叶肢介、介形类等动物化石群，属淡水—微咸水环境。自下而上代表冲积扇—扇三角洲和半深湖至深湖的发育过程。

新民堡群（K_1）下部（下沟组），上部（中沟组）是两个次级的旋回。其下部为砾岩段，中上部为灰色泥岩、页岩段，代表两次由冲积扇和河流相至浅湖、半深湖的发育过程。在湖相层中含较丰富的介形类和叶肢介等动物化石群。

赤金堡群和新民堡群中上部的暗色泥岩是酒西盆地的主要生油层。

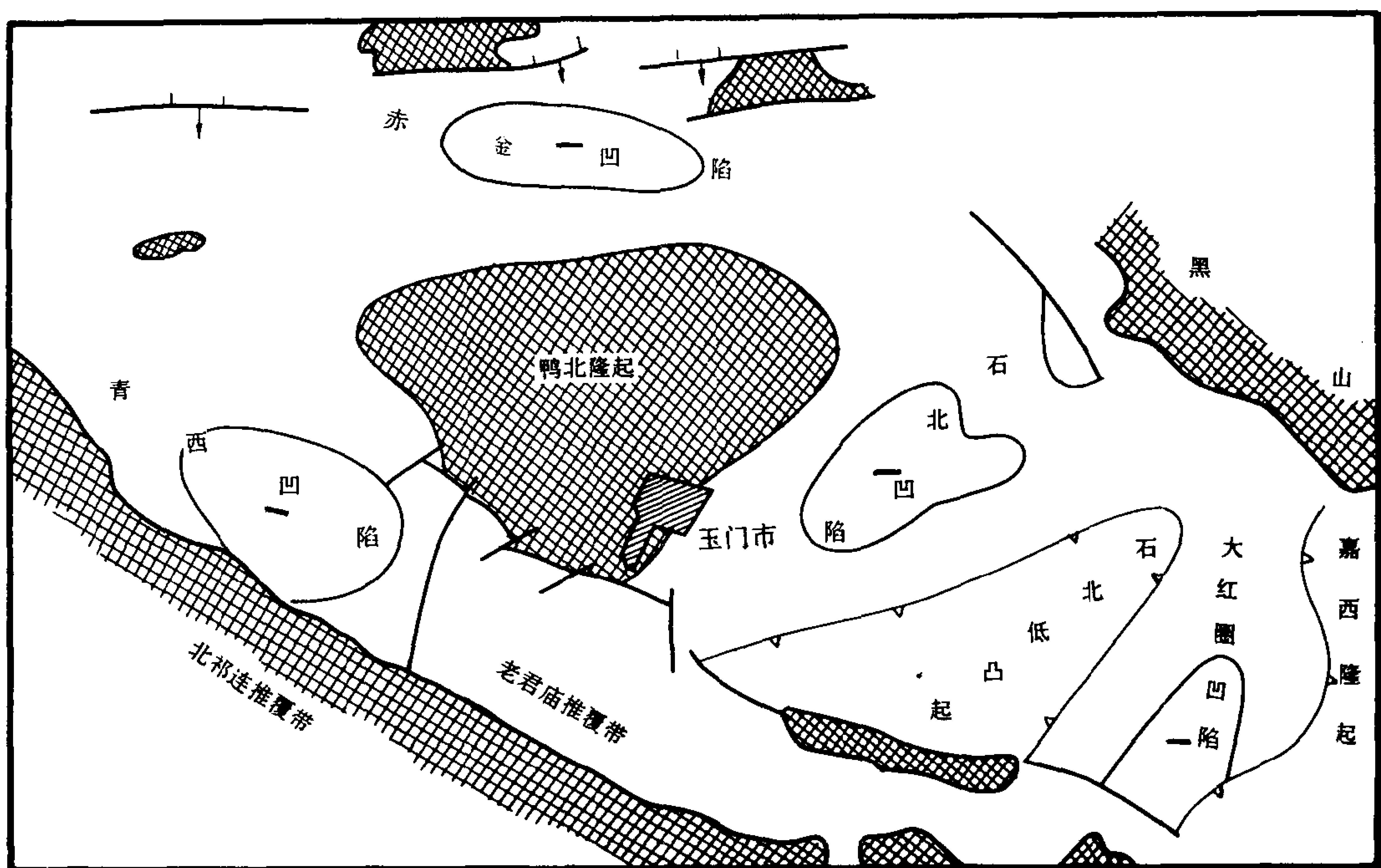


图 3-41 酒西盆地构造分区图

地层系统			厚度	地层柱	颜色	沉积	主要沉积	生	储
系	统	组	(m)	状剖面		旋回	相类型	油	层
R									
K	K_1	中沟组	200~1000		深灰 灰绿 棕红	Ⅳ	湖相 冲积相		
K	K_1	下沟组	200~1000		深灰 灰绿 紫红	Ⅲ	深湖相 三角洲相 冲积扇相		
J	J_3	赤金堡组	500~1000		深灰 灰绿 棕红	Ⅱ	湖相 河流相 冲积扇相		
J	J_{1+2}	龙凤山群			灰绿 灰黑	Ⅰ	河流相 沼泽相		

图 3-42 酒西盆地地层发育剖面图

早白垩世末期盆地抬升，遭受剥蚀，缺失晚白垩世和早第三纪沉积，直至晚第三纪酒西盆地发展为干旱带内陆坳陷盆地（图 3-42）。

（三）沉积体系

早白垩世酒西盆地受北东向及近东西向的断裂系统所控制，凹凸相间的构造格局呈东西向展布，自西而东为青西凹陷、鸭北凸起、石北凹陷、石北凸起和大红圈凹陷。

沉积体系发育受物源区分布及盆地内部古地形所控制。湖区面积占盆地面积 1／3。深湖区面积 1／4～1／3。盆地南部，祁连山北麓及鸭北凸起周围发育冲积扇—湖泊沉积体系，或冲积扇—扇三角洲—湖泊体系，盆地东北部发育冲积扇—辫状河—三角洲沉积体系，盆地北部为沿岸沉积体系。

冲积扇常见于早白垩世早期，其扇根由粗—中砾岩组成，扇中由中、细砾岩和细砂岩夹粉砂岩、泥岩组成，扇端

为粉砂岩及紫红色泥岩。其特征的沉积构造分别为块状层理，斜层理和波状—透镜状层理。扇端部分过渡为湖相泥岩。

随着盆地的沉降和湖盆扩张，入湖碎屑物质常被改造，形成三角洲及扇三角洲沉积，其砂体以辫状水道为骨干，由砂砾岩—中细砂岩和粉砂岩—泥岩或碳质泥岩组成。

在半深水—深水区见灰绿色砂砾岩，具清晰的递变层理，砂砾岩底部含沟模，属浊积岩砂体（图 3–43）。

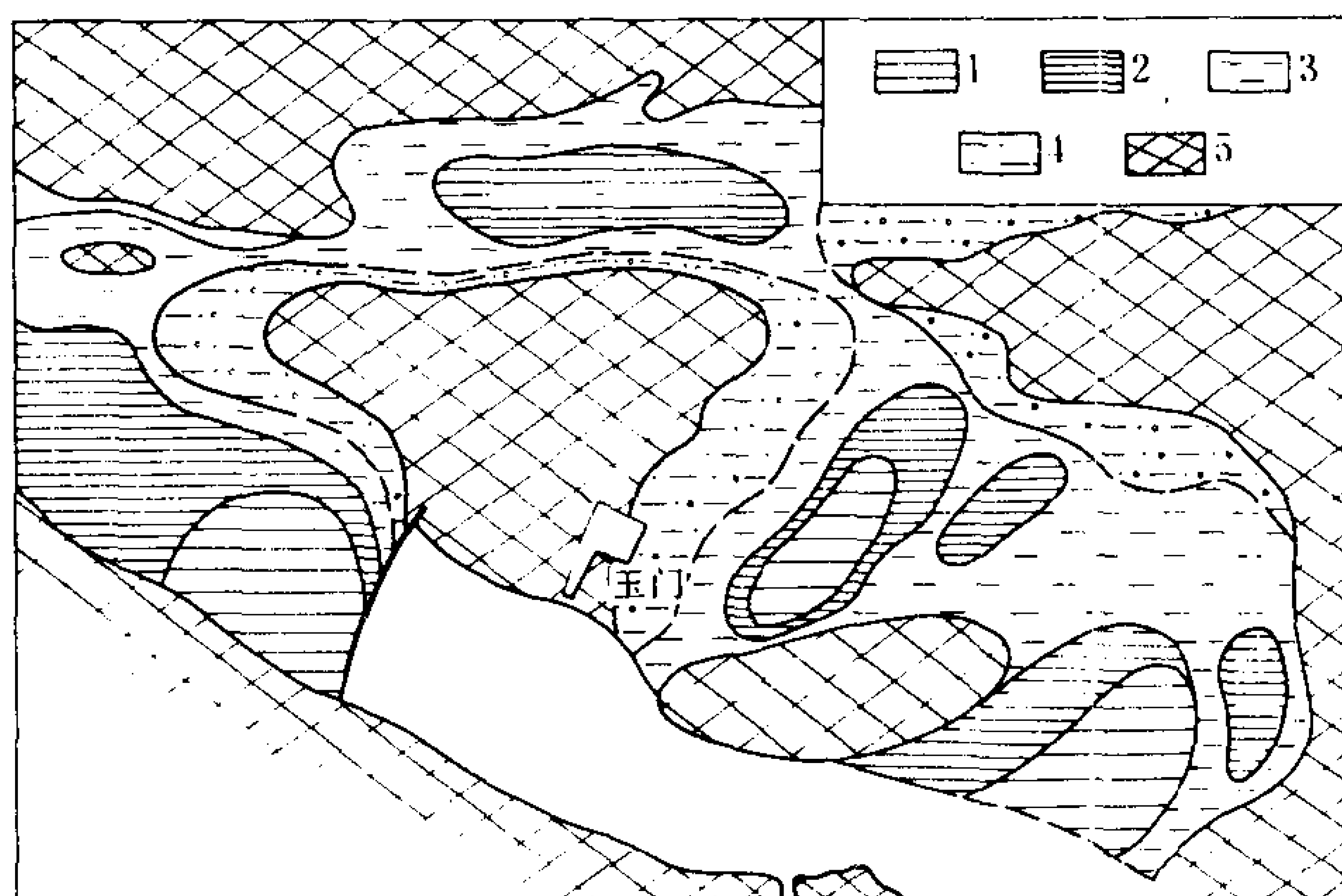


图 3–43 酒西盆地早白垩世早期沉积相图（据玉门油田）

1—深湖相；2—半深湖相；3—浅湖相；4—河湖相；5—剥蚀区

七、干旱带内陆坳陷型

（一）沉积背景

新生代，尤其是晚第三纪以来，我国西北地区处于亚热带干旱气候环境，雨水少而集中，植被稀少，水系多为间歇性发育，稳定深湖区面积占盆地面积的比例小，水上沉积和浅水沉积分布广。如塔里木盆地和柴达木盆地。

柴达木盆地面积 12 万 km^2，是第三纪干旱带大型内陆坳陷盆地。四周为高山环绕，南为古昆仑山脉，西北为阿尔金山脉，东北为祁连山脉，三大山系是控制柴达木盆地沉积体系的主要物源区。其植被面貌多属于荒漠草原及灌木丛，麻黄粉属、拟白刺粉属和藜粉属等旱生植物占重要地位。地层中红色沉积及膏盐沉积普遍，含盐度多在 20‰以上，常可达 60‰以上，有石膏、岩盐沉积。

（二）沉积演化

柴达木盆地以下古生界变质岩及前古生界结晶岩及花岗岩为基底，中生界（侏罗系和白垩系）沉积层仅分布于阿尔金山和祁连山山前的断陷带，覆盖全盆地的沉积层始于早第三纪。

坳陷盆地发育早期—古始新统路乐河组至渐新统下干柴沟组下段。全盆地都是棕红色泥岩与砾岩及砂岩互层，厚度 400～1900m。属洪冲积扇、河流冲积平原及滨浅湖沉积。

坳陷盆地发育中期—渐新统下干柴沟组上段至中新统上干柴沟组。在盆地西部普遍发育深灰色泥岩、灰色泥岩夹泥灰岩和粉砂岩。是柴达木盆地主要生油岩发育阶段。厚度 900～3100m。属湖相和河流相沉积。

坳陷盆地发育晚期—上新统下油砂山组、上油砂山组和狮子沟组。来自昆仑山、祁连山和阿尔金山的大量碎屑物质充填盆地，水体变浅，除盆地西北部有较稳定的湖区，发育灰色泥质沉积外，大部分地区为棕红色、灰绿色泥岩与砾岩、砂砾岩、砂岩互层。厚度 1150～5300m。属滨浅湖和河流相沉积。层位愈新地层中的膏盐夹层越多，代表湖盆后期抬升浓缩的产物。

第四纪以来周边山系进一步升起，气候更干旱，柴达木盆地的地貌景观成为广阔冲积平原上分布着若干残存的盐湖（图 3–44）。

（三）沉积体系

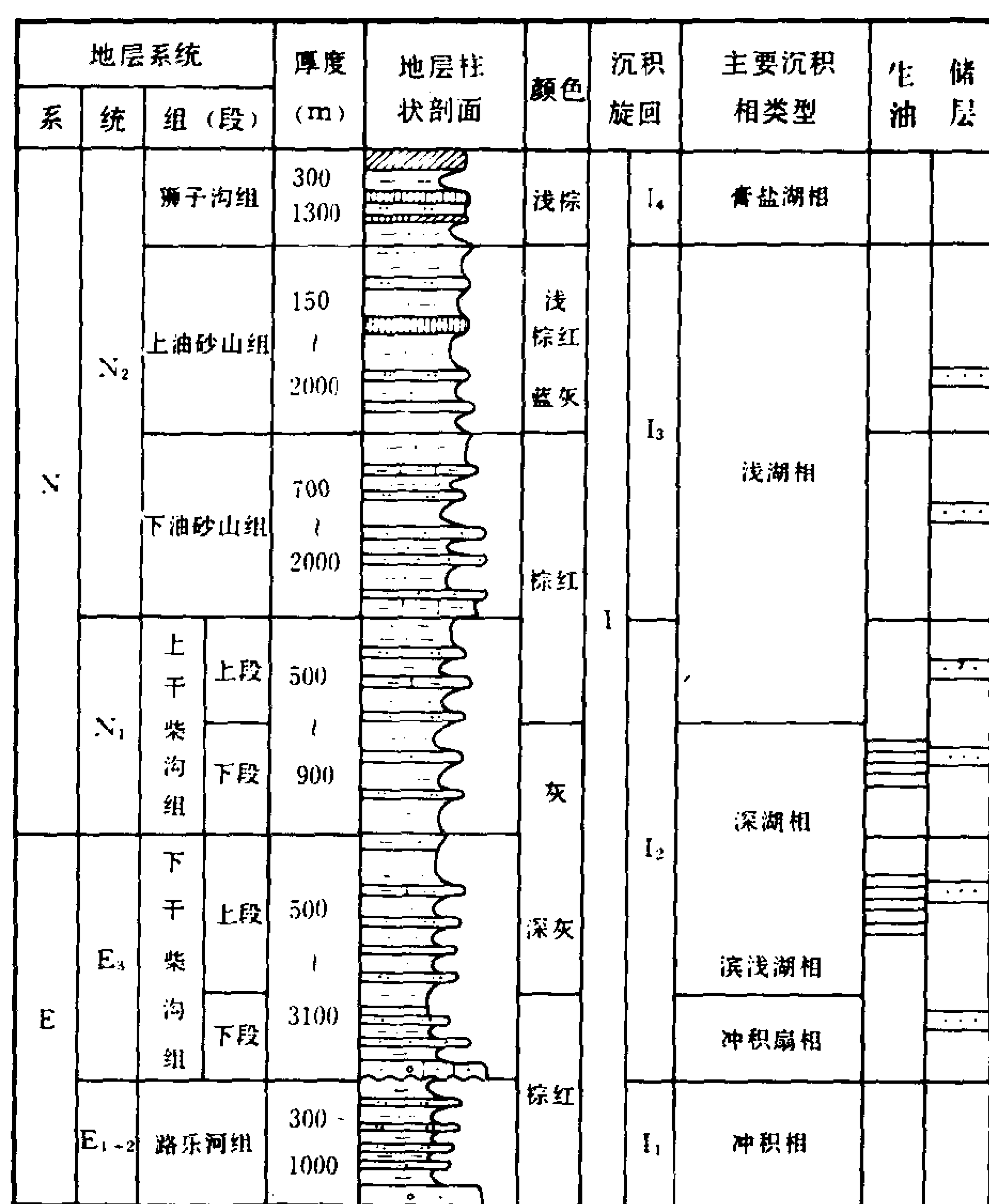


图 3-44　柴达木盆地第三系地层发育剖面图

柴达木盆地的沉积体系受三大物源区的控制。在地形陡峻，坡降大的阿尔金山山前发育冲积扇—湖泊体系。冲积扇分布于阿尔金山山前东西向的狭长地带。冲积扇的大部分由紫红色、暗红色砾岩、砂砾岩和砂岩组成，砂砾岩单层厚度 10～140m。砂砾岩成分都是阿尔金山上的花岗岩和变质岩，成熟度低，岩块和长石含量 40～60%。粗细混杂，分选性差，粒径 0.5～5cm，最大砾径达 40cm。沉积构造以块状为主，冲刷及充填构造发育，也含断续状水平层理，生物贫乏，只见轮藻。冲积扇的扇端部分是砂砾岩，常夹灰绿、黄绿色泥灰岩及薄层石膏，砂砾岩的分选性和磨圆度稍好，见递变层理，水下冲刷构造，含介形虫及螺化石。

在坡降减小的北部祁连山山前北段发育冲积扇—辫状河—滨湖砂滩体系。发育于冲积扇与滨湖之间的辫状河冲积平原由灰色砾状砂岩及棕红色泥岩组成，冲刷面发育，常见槽状及板状交错层理，砂岩单层厚度 1～8m。三角洲砂体不发育，只形成滨湖滩砂。

在地形更为开阔的西部祁连山山前地带和昆仑山山前地带发育冲积扇—辫状河—低弯度曲流河—三角洲—湖泊体系。祁连山山前曲流河段由灰绿、灰色砂岩与棕红色泥岩互层组成，具曲流河点坝沉积层序，单砂层最大厚度可达 60m。三角洲沉积在昆仑山前沉积体系中发育较好，由灰白、灰绿色砂岩、砾状砂岩、砾岩和棕红、灰绿色泥岩组成，夹薄层泥灰岩及煤线。砂岩中含槽状交错层理、透镜状层理及滑动变形层理。常见干裂痕，泥岩含介形虫、螺等化石。三角洲沉积是尕斯库勒油田的主要储集层（图 3–45）。

晚第三纪酒西盆地也属内陆干旱坳陷型。晚第三纪，印度板块与欧亚板块强烈碰撞，使酒泉盆地南侧的祁连山褶皱上升，盆地则强烈沉降，形成典型的山前坳陷，气候上属于内陆干旱环境。

南缘祁连山山前坡降大，有多个横向水系形成若干个冲积扇，并以小型辫状河汇入主干河流，而主干河流则斜交至平行坳陷走向，由于大量碎屑物质的供给，坡降大，成辫状水系，发育冲积平原，入湖三角洲的规模较小。主干河道自石油沟向西北青草湾方向伸展，呈舌状插入湖中。该沉积体系东西长 40km，南北宽 15km，面积 600km^2（图 3–46）。

该沉积体系的冲积扇由一套棕红色块状砾岩组成。辫状河沉积是一套棕红色正韵律的砾状砂岩—粉砂岩—棕红色泥岩，含斜层理，在横剖面上为底凹顶平的透镜体，在平面上呈条带状分布。三角洲前缘由细砂岩、细粉砂岩及泥岩互层组成，夹石膏层。层理发育，含交错层理、斜层理及波状层理等。该沉积体系是酒西盆地的主要沉积体系。

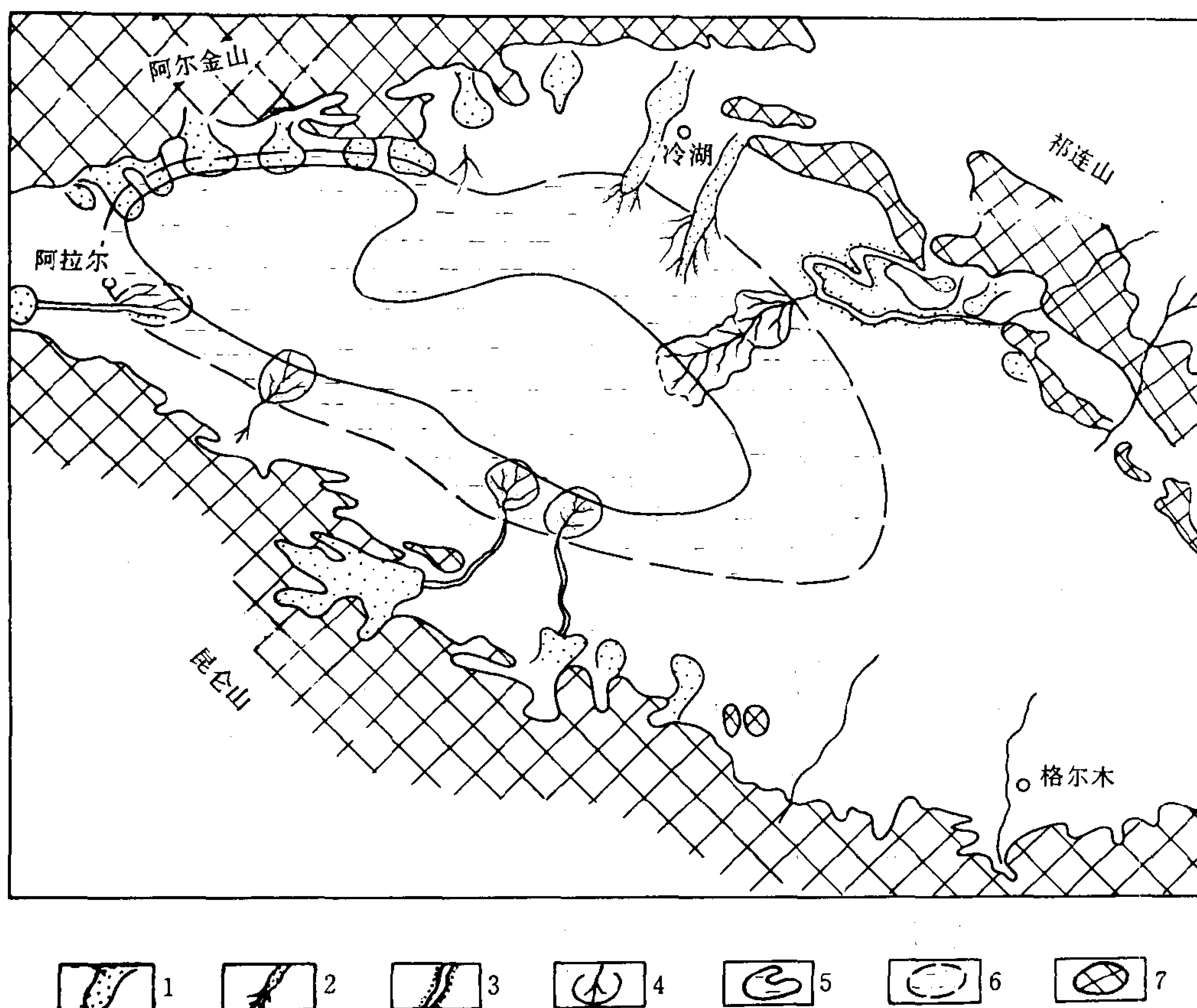


图 3-45　柴达木盆地第三系沉积体系图（据钱凯等）

1—冲积扇；2—辫状河；3—曲流河；4—三角洲；5—稳定湖区；6—扩张湖区；7—剥蚀区

八、干旱带内陆断陷型

（一）沉积背景

我国华中至新疆南部，中新生代经常处于半干旱—干旱气候带，东部地区在拉张背景下发育一系列中小型断陷盆地，以红色沉积体系和膏盐沉积为特色，属干旱带内陆断陷型。

江汉盆地是规模较大的中新生代干旱带内陆断陷型，面积 28000km^2。在中新生代含盐沉积层之下为古生界碎屑岩和碳酸盐岩，部分为元古界浅变质岩。盆地内部受北西向和北东向断裂控制，形成多凹多凸、内部分隔、高低起伏的古地形，在半封闭和封闭的低洼地区，有利于盐类的聚积，并形成巨厚的膏盐层，盆地的主要物源区为北侧和西侧的高地。

（二）沉积演化

在构造演化和古气候环境的控制下，江汉盆地形成多旋回的含盐沉积。

第一个沉积旋回—上白垩统至下第三系新沟嘴组（下始新统）。厚度 2000～6700m。

上白垩统渔洋组是一套棕红色泥岩与砂岩互层，含盐岩及泥膏岩。

古新统沙市组与渔洋组没有明显的不整合接触，岩性组合中深灰色泥岩层增加。

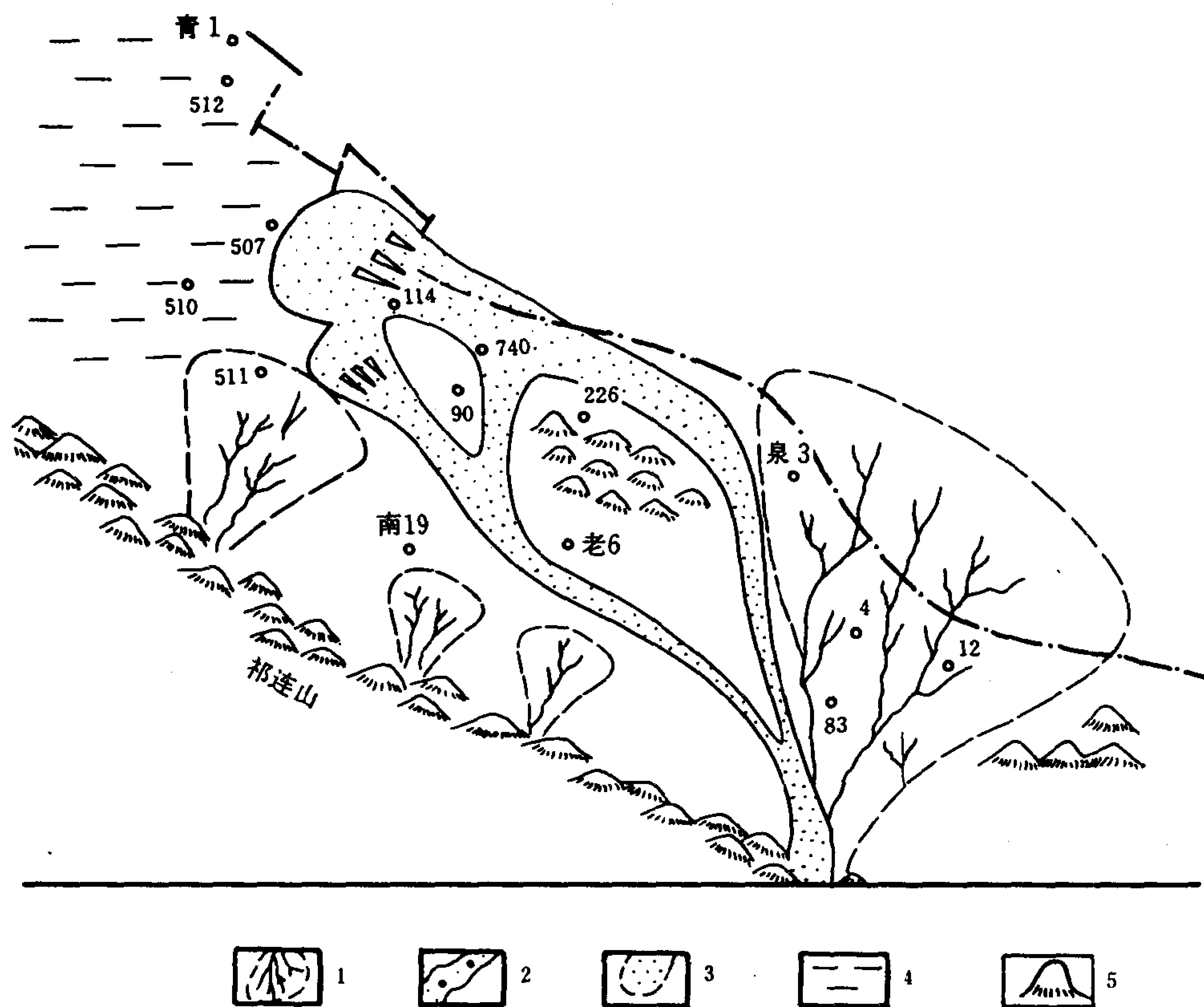


图 3-46 酒西盆地（老君庙背斜带）晚第三纪沉积体系模式图（据玉门油田）

1—冲积扇；2—辫状河；3—三角洲；4—湖区；5—剥蚀区

早始新世新沟嘴期湖盆扩大，湖水加深，由弱氧化环境发展为弱还原和还原环境，暗色泥岩增多夹泥灰岩和泥膏岩，含钙芒硝，属碳酸盐和硫酸盐沉积阶段，后期，入湖碎屑物质增加，湖水淡化，泥岩红灰间互，部分含石膏。末期，盆地抬升，局部地区遭受剥蚀，结束第一个沉积旋回。

第二个沉积旋回—中始新统荆沙组至中上渐新统荆河镇组，厚度 1250～6700m。

中始新统荆沙组是第二个沉积旋回的早期沉积，为红色泥岩和粉砂岩，含石膏。

上始新统-下渐新统潜江组为灰、深灰色泥岩、油页岩、粉细砂岩及钙芒硝泥岩、盐岩、泥膏岩组成的多韵律沉积层。分布广，最大厚度 5700m，是江汉断陷盐湖盆地发展的全盛期。

中上渐新统荆河镇组代表断陷旋回后期沉积，盆地抬升，湖水收缩和淡化。为一套绿灰色泥岩、粉砂岩夹油页岩及含钙芒硝泥岩。末期抬升剥蚀。

每个沉积旋回的中部是弱还原至强还原的深水环境，水体较深，含盐度较高。由浓缩期的盐韵律层和淡化期的砂泥段组成，例如潜江凹陷的潜江组包含 157 个盐韵律层，每个盐韵律层由盐岩和钙芒硝泥岩、泥灰岩、白云质泥岩组成。四次淡化期的泥岩段将含盐沉积分隔开，前者是主要的生油层及储集层发育期，后者是区域性盖层，形成多套生储盖组合（图

3–47)。

根据岩矿和地球学化指标，江汉盆地巨厚而广泛的盐类沉积形成于内陆环境。例如盐岩的溴氯系数（$Br\times10^3/Cl$）低，为0.02～0.07，而海相盐岩溴氯系数起始值一般高于0.1。硫酸盐矿物中以硫酸钠丰富，而海相盐岩则富含硫酸镁，介形类生物皆为内陆淡水、微咸水的种属，如美星介、斗星介和金星介等。但潜江组地层中还含个体小、种属单调的有孔虫。

晚第三纪为河流冲积平原的坳陷型沉积。

（三）沉积体系

盐类沉积在湖盆内部的分布受周边水系发育的方向及内部古地形的控制。江汉盆地的物源区及水系发育主要来自西部和北部，湖盆古地形西北高而东南低，故碎屑物质多见于西北部，盐类沉积则分布于东南。盆地的长轴方向（东西向），自西而东依次为河流冲积平原—滨浅湖滩坝—盐类及浅滩砂交替沉

地层系统 系	统	组	厚度(m)	地层柱状剖面	颜色	沉积旋回	主要沉积相类型		生储组合
Q			50~167						
N	N_2–N_1	广华寺组	300~960		杂色	Ⅲ	冲积相		
E	E_3	荆河镇组	0~1060		绿灰	Ⅱ	盐		
		潜江组	800~4700		灰 深灰		湖	滩坝 三角洲	
	E_2	荆沙组	600~1000		棕红				
		新沟咀组	600~2000		紫红	Ⅰ	沉		
		沙市组	200~1900		深灰 棕红				
K	K_2	渔洋组	1200~2800		紫红		积		

图3–47　江汉盆地地层发育剖面图

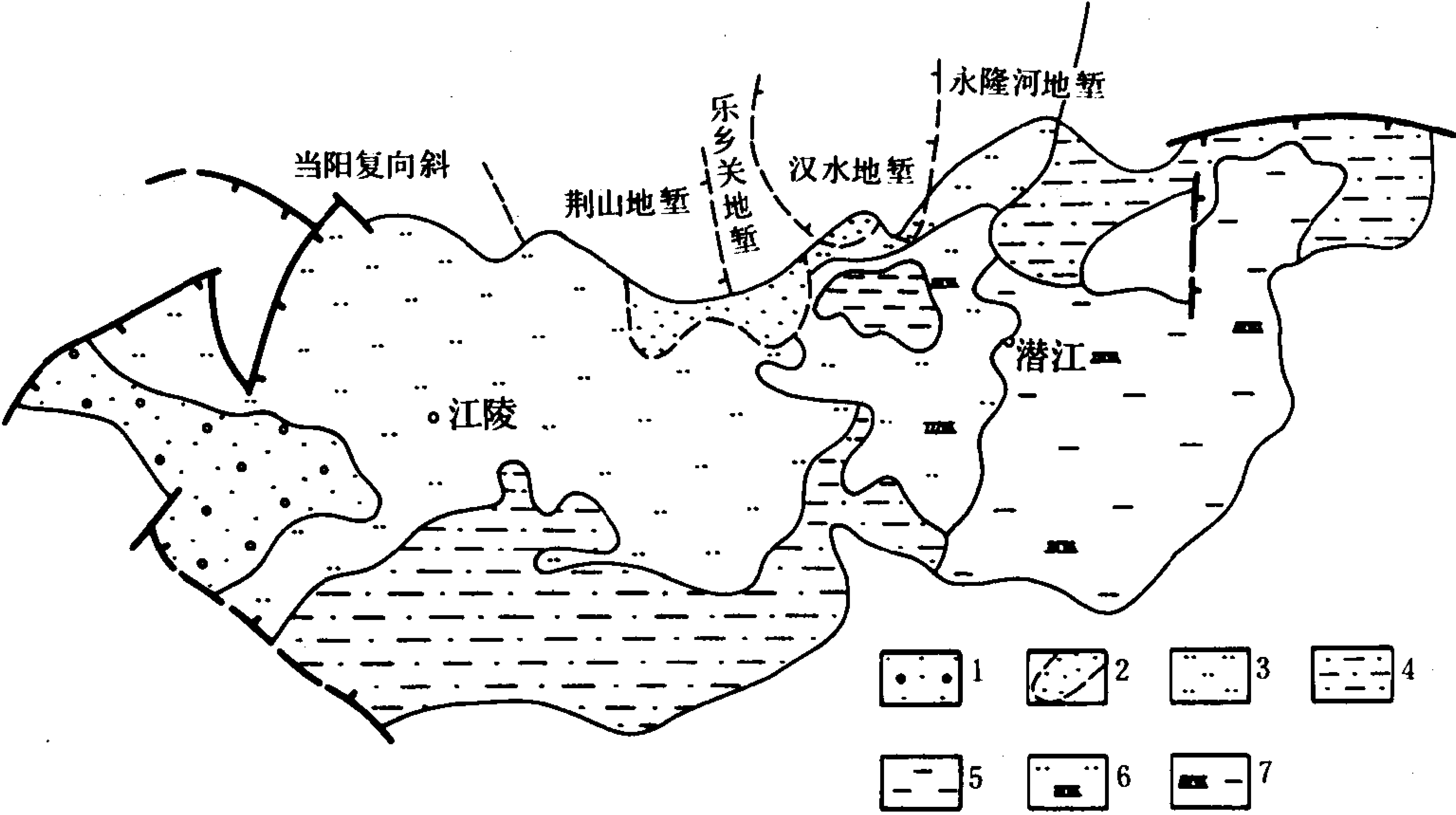


图3–48　江汉盆地潜四段沉积相图（江汉油田研究院，1983）

1—冲积平原；2—三角洲前缘；3—滨浅湖滩坝；4—滨浅湖泥岩相；5—深湖区；6—浅水盐湖滩坝；7—浅水盐湖泥岩相

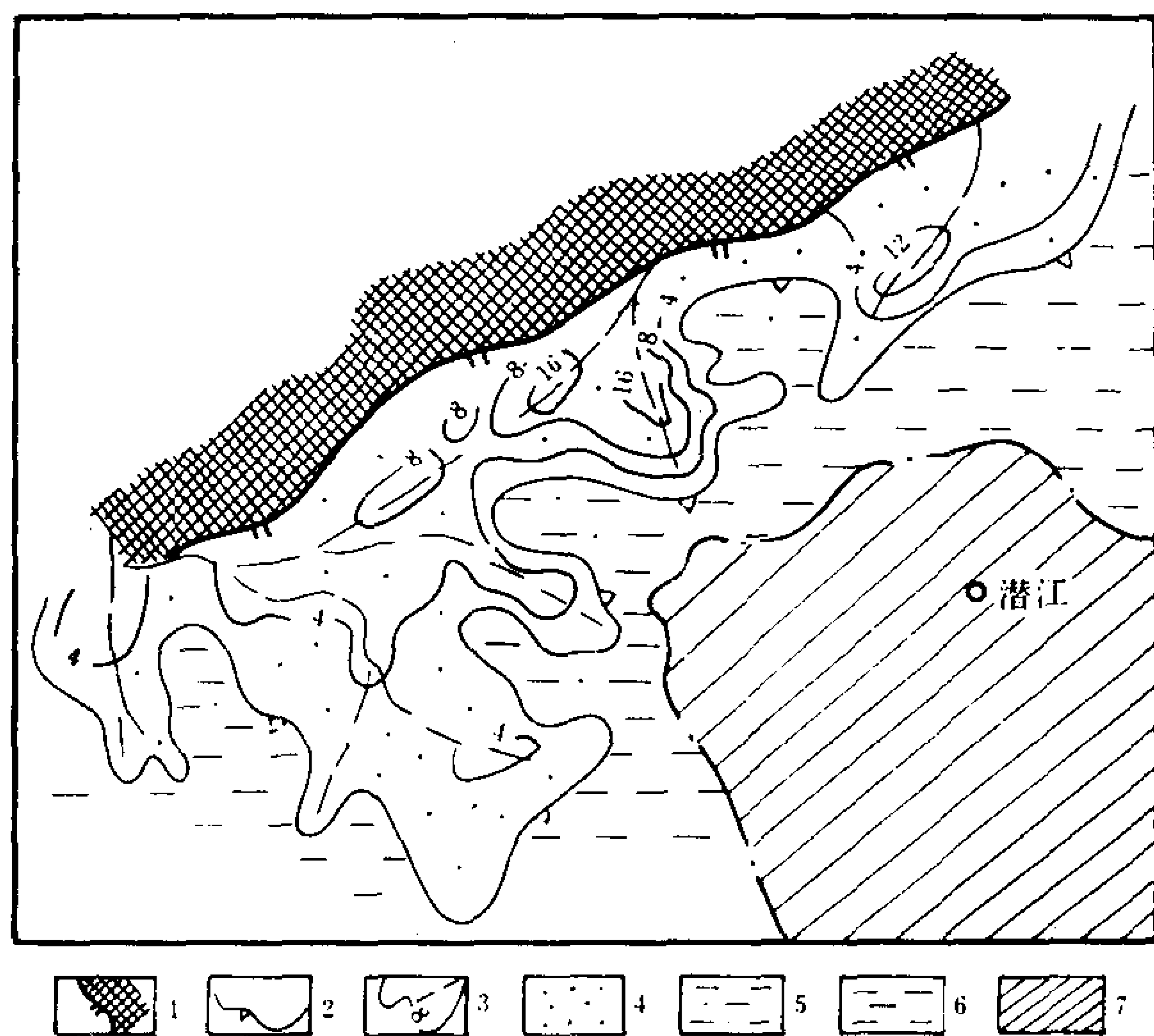


图 3-49 潜江凹陷潜 4^0 油组沉积相图

(江汉油田研究院，1983)

1—边界断层及隆起；2—亚相界线；3—砂岩厚度等值线（m）及水道方向；4—三角洲前缘；5—三角洲叶间湾；6—前三角洲；7—盐类沉积区

积区—浅水盐类及泥质交替沉积区。盆地的短轴方向（南北向），自北而南依次为小型三角洲—盐湖深水区及浊流沉积—盐类及浅滩砂交替沉积区—滨湖泥质沉积（图 3-48）。

图 3-49 表现潜江凹陷潜江组中下部潜 4^0 油组沉积体系。凹陷西北部是多入口的三角洲体系，该三角洲前缘砂体成指状向湖延伸，指状砂体间为泥质沉积。淡化期由岸向湖为三角洲前缘—前三角洲—盐类沉积区，浓缩期盐类沉积范围扩展，砂体向岸退缩。三角洲前缘砂体主要由粉砂岩及细砂岩组成，粒级较东部地区早第三纪非盐类沉积的断陷湖盆细，反映入湖水系能量较弱的特点。

盐湖水体有较大的密度，入湖的粗碎屑物质在波浪作用下可以搬运较远距离后再沉积，故盆地内以粉砂岩和泥质粉砂岩夹鲕状泥灰岩为主组成的滩坝砂广泛分布，是重要的油气储集层。盐湖盆地的砂岩储集层，由于粒级细，胶结物中含石膏和白云质较高，因而物性变差。而在盆地中部，由于水流补给弱，常缺乏砂岩储集层。

第四节 陆相盆地沉积发育的旋回性与生储组合

在盆地发育过程中，由于构造环境、气候条件、盆地沉降幅度和沉积物供给速度的变化，使湖盆发生周期性的扩张与收缩，沉积体系也出现相应的变化，表现为沉积的旋回性，即沉积环境有规律的更替和重复。

一、沉积旋回类型

沉积旋回依其组成的沉积物及其所代表的沉积环境的不同，可以区分出不同的类型，即深水沉积旋回、深浅水交替沉积旋回、浅水沉积旋回、浅水与水上交替沉积旋回和水上沉积旋回。

(一) 深水沉积旋回

沉积旋回的沉积物及碎屑岩储集层都形成于深水环境。例如，由浊流沉积物与深水暗色泥岩交替组成的沉积旋回，常发育于湖盆的深陷期和扩张期，出现于陡坡深水扇的中扇和外扇，斜坡具供给水道水下扇的中扇和外扇，各种类型三角洲的三角洲前缘斜坡下部及湖底平原深水扇。这种类型沉积旋回的生油岩质量好，腐泥型生油母质所占比例高，储集岩的储集性能中等到差，其中水下扇的扇中水道砂岩储集层和三角洲前缘斜坡下部滑塌浊积岩孔渗性

都较好，前者成分成熟度低，但粒级较粗，常为含砾砂岩至粗中砂岩和细砂岩，结构成熟度中等，后者是浅水带砂体的再搬运和沉积，其成份及结构成熟度都较好，粒级较细，多为中细砂岩及粉细砂岩，这些储集层在中成岩作用阶段可以保持中等程度的储集性能，形成几千万吨级或上亿吨级的油藏。湖底平原的深水扇砂层成分成熟度较高，结构成熟度也较好，但粒级细，为细砂及粉砂，基质含量高，故储集性能较差，形成小至中等规模的油气聚集，深水沉积旋回常形成自生自储的岩性油气藏或岩性—构造油藏。

（二）深浅水交替沉积旋回

该沉积旋回由深水沉积物—浅水沉积物—深水沉积物组成。发育于河湖过渡带，其主要沉积物为三角洲砂体，包括轴向三角洲、辫状河三角洲和扇三角洲。常见的沉积层序自下而上为深水湖相泥岩—前三角洲泥岩—三角洲前缘砂岩—三角洲平原分流河道的交替。以三角洲为主体的深浅水交替沉积旋回在许多含油气盆地中其含油气潜力最高，有来自前三角洲—深湖泥岩的优质油源，也有来自三角洲侧翼的湖湾区油源，特别是处于两次水进期间的三角洲旋回，不但油源充足，且生储盖组合最佳，常形成大油气田，甚至特大型油气田，三角洲沉积旋回中的储集岩其储集性能良好，有分流河道砂岩，水下分流河道砂岩、河口沙坝砂岩及席状砂岩，坳陷型的沉积盆地上述各种类型砂岩的成分及结构成熟度高于断陷型，盐湖盆地的砂岩粒级最小，多为细粉砂岩及部分中砂岩，其储集性能也相对下降，我国东部拉张型盆地（第三纪和白垩纪）的三角洲沉积旋回处于盆地演化的中期，其埋藏深度多在3200m以上，孔隙类型包括原生孔、次生孔和混合型孔隙。具有较高的产能。三角洲沉积多与构造圈闭相配置，形成构造油气藏或地层油藏。

（三）浅水沉积旋回

该沉积旋回由浅水泥质沉积物与浅水滩坝砂岩组成，或浅水生物碎屑灰岩及生物礁组成。这类沉积旋回常见于盆地沉降早期与深陷期间的过渡阶段，或收缩期后的扩张阶段，这两个阶段构造活动性相对稳定，湖盆古地形相对平缓，故浅水区范围广阔，浅水高能带有利于浅滩、沙坝及生物碎屑灰岩、鲕灰岩、生物礁的组成。这类储集体具有良好的储集性能，但一般规模较小。

（四）浅水及水上交替沉积旋回

滨浅湖与沼泽的交替沉积属于这一类型，发育于潮湿气候带的湖盆抬升阶段。这类沉积旋回的生油气母质多属腐植型，常常既是含煤盆地，又是含油气盆地，其含气潜力较大。

（五）水上沉积旋回

这种沉积旋回由冲积扇—河流沉积物所组成，可以有局部淤塞性湖泊沉积物或海侵夹层。发育于湖盆收缩期、盆地下降早期或上升阶段。该沉积旋回的生储组合不完整，一般缺乏生油条件，其储集层物性较好，常与湖盆扩张期的生油岩系构成下生上储或上生下储组合，并聚集油气。

在潮湿带的大型坳陷盆地，自湖盆深水区至近源端可以依次出现多种类型的沉积旋回，具有不同的含油性。例如，松辽盆地北部沉积体系油气多聚集于深浅水交替沉积旋回和浅水沉积旋回中。

非干旱气候带上的断陷盆地，受到地形和湖盆演化阶段的明显控制，上述多种沉积旋回很少同时出现，例如，在有的湖盆深陷期以深水沉旋回及深浅水交替沉积旋回为主，浅水沉积旋回小，水上沉积旋回常缺失。

二、沉积旋回的多级性

沉积旋回具有多级性的特征。一般高、中级次的沉积旋回（千米、百米级）反映构造运动的控制。低级次的沉积旋回（十米、米级）反映沉积作用的控制。沉积旋回多级性的特征在石油地质上有重要意义。根据地层接触关系、沉积物组成特点及其与生储组合关系，可将陆相盆地沉积旋回分为五级。各级沉积旋回的特征如下:

（一）一级旋回

一级旋回受区域构造运动所控制，代表同一构造阶段的产物。两套一级旋回之间有明确的不整合。一级旋回代表不同的油气勘探领域。

我国大多数陆相沉积盆地开始发育于中生代，历经印支阶段、燕山阶段和喜山阶段，有的大型坳陷盆地从海西后期开始发育。不同大地构造环境中的盆地有不同的演化历史，包含着不同的一级旋回，并决定各盆地具有不同的油气潜力和勘探领域。

我国一些重要的含油气盆地具有多旋回的发育特点，包含多层系的勘探领域。例如，准噶尔盆地周边山系于石炭纪末全部褶皱升起，盆地历史始于二叠纪，早二叠世以后全境均为陆相沉积，包括二叠系、三叠系、侏罗系、白垩系和第三系五个一级旋回，各旋回之间多为平行不整合接触，各阶段沉降稳定，各一级旋回层在盆地内部分布广泛，并都具有一定的油气潜力，勘探领域广阔。

松辽盆地发育于海西褶皱基底之上，包括三个一级旋回，即侏罗纪断陷沉积，白垩纪大型坳陷沉积和第三纪收缩湖盆沉积。白垩纪沉积层形成特大油田，侏罗系是具有潜力的含气旋回。

（二）二级旋回

二级旋回代表盆地发育的主要沉积构造阶段，由沉降至抬升形成的沉积旋回。一个一级旋回包含多个二级旋回，二级旋回之间沉积相类型有明显变化和不整合，二级旋回是形成含油气盆地生储组合的基础，决定着某一勘探层系的油气潜力。

例如，松辽盆地白垩系包含登娄库组、泉头组—青山口组、姚家组—嫩江组和四方台组—明水组四个二级旋回，形成深部组合、下部组合、中部组合和上部组合。其中，第二、三两个二级旋回都由河流沉积—深湖沉积—河流沉积组成，是盆地发育的全盛期，也是最重要的含油旋回。

又如渤海湾含油气盆地下第三系一级旋回包含孔店组、沙河街组四段—三段、二段——段和东营组四个二级旋回，发育多套生储组合和多套油气层。多套生储组合是渤海湾复式油气聚集区的基础。

（三）三级旋回

一个二级旋回包含多个三级旋回，三级旋回代表湖盆水域更次级的扩张与收缩。例如在三角洲沉积发育区，三级旋回常常是由较明显的两次湖侵层所隔开的一套三角洲沉积层，这套三角洲沉积层包含多次三角洲旋回（如前三角洲-三角洲前缘的多次重复），三级旋回是形成油层组的基础。

例如渤海湾含油气盆地发育多套油气层，包括孔店组、沙河街组四段、三段、二段、一段、东营组、馆陶组和明化镇组等油气层，每套油层含多个油层组。

又如，鄂尔多斯盆地上三叠统延长组油层，含长 1—长 10 等 10 个油层。下侏罗统油层也是由延 1—延 10 等 10 个油层组所组成。

（四）四级旋回

四级旋回是沉积条件变化所形成的沉积层，对三角洲沉积层来说，即是由一个前三角洲—三角洲前缘层序组成的旋回沉积。松辽盆地北部沉积体系从青山口组初期大规模湖进开始至嫩江组初期大规模湖退结束，发育 30～40 个三角洲旋回，在平面上则构成一系列三角洲叶状体，四级旋回相当于油田地质研究中的砂层组。

（五）五级旋回（或韵律）

五级旋回是同一沉积条件下形成的微相单元。例如，三角洲前缘的一次水下分流河道沉积（正韵律）或一次河口沙坝沉积（反韵律）。五级韵律相当于油田地质研究中的单砂层。

三、陆相沉积盆地的生储组合特征

从演化历史上看，我国中新生代含油气盆地多数具有多旋回的发育历史（指一级旋回）。从西到东，从陆地到海洋，沉积盆地的发育历史有从老到新的发展趋势。长期发育的沉积盆地从印支（或海西晚期）、燕山到喜山各阶段均有沉积，如准噶尔、塔里木、吐鲁番盆地，以印支期和燕山期为主的沉积盆地，如四川和鄂尔多斯盆地。以燕山期和喜山期为主的沉积盆地，如酒西、酒东和柴达木盆地。以燕山期为主的沉积盆地，如松辽盆地和二连盆地。以喜山期为主的沉积盆地，如渤海湾、苏北、南阳、江汉等盆地以及海域的南黄海、东海、珠江口、北部湾和莺歌海盆地。

这些含油气盆地在多旋回沉积发育背景上，形成多套生储组合。每个盆地都有其发生、发展和衰退的过程，决定含油气盆地潜力最关键的是湖盆发展的兴盛期，该时期湖广水深，是主要生油层发育期，常形成自生自储组合。在湖盆发展的初期、收缩期和衰退期，湖区面积小而浅，甚至消失，是次要的生油层发育期，或不具备生油条件，而储集层往往十分发育，与主要生油层相结合，常形成下生上储或上生下储的生储组合。生油层和储集层的有机配合是陆相盆地具有丰富油气资源的基本沉积条件。

在多旋回沉积盆地中，含多期深水沉积的盆地是最具油气潜力的含油气盆地。

渤海湾含油气盆地早第三纪断陷期从始新世至渐新世的每个沉积阶段，几乎都发育有半深水—深水沉积旋回，其中以沙河街组三段和一段的半深水—深水沉积旋回分布面积最广，沙三期有的单断凹陷全境几乎纳入半深水—深水湖区，此外，孔店组中段、沙四段上部、沙一段和东营组二段也有半深水—深水沉积旋回的分布，但范围较小，而东营期的半深水—深水沉积旋回主要分布于渤海海域及海滩地区。半深水—深水沉积旋回的发育，有自老到新由西向东、由北而南转移的趋势。由于渤海湾含油气盆地在纵横向上半深水—深水沉积发育，和多种储集类型的砂体相结合，故油气潜力大，含油丰度高。

准噶尔盆地是一个典型的长期继承性发育的坳陷盆地。上二叠统、中三叠统、上三叠统、下侏罗统、中侏罗统、渐新统和中新统都有半深水—深水沉积旋回，从老到新其分布中心由山前坳陷（西北部扎依尔−哈拉阿拉特山前、东南部克拉美丽山前、南部博格山前）转向中部索莫湾地区，最后转移至南部天山山前坳陷。油气层分布广泛，从盆地西北缘克拉玛依—乌尔禾地区到东南地区和南部天山山前坳陷均已发现油气藏，还有广阔地区尚待勘探，是我国西部地区陆相沉积层中油气潜力最大的沉积盆地。

柴达木盆地第三系深水旋回主要发育于西南部茫崖坳陷的渐新统和中新统，其生储组合条件好，故油气藏也主要围绕断陷分布。

江汉盆地的深水沉积旋回主要见于始新统和渐新统，但分布范围较小，盐湖环境中的储

集层储集性能也差，因而其生储组合的配置不很有利。

总的看来，多旋回沉积盆地中深水沉积旋回发育期多，分布范围广的盆地多见于潮湿带和潮湿与干旱的交替过渡带。目前，已证实的含油气盆地如松辽盆地、准噶尔盆地、鄂尔多斯盆地、吐鲁番盆地渤海湾盆地、珠江口盆地、北部湾盆地和莺歌海盆地等，它们的油气潜力较大。而深水沉积旋回期少，分布范围小的盆地多见于干旱地带，如柴达木盆地和江汉盆地等，它们的油气潜力不及前者。

在相同的气候带，盆地的构造活动性控制着沉积旋回类型的发育和分布，在盆地内部差异升降强烈，或沉降幅度大于堆积速度的地区有利于深水沉积旋回的发育。

第五节　陆相沉积盆地储集体类型与油气圈闭的配置形式

如前所述，陆相盆地常发育多种沉积体系，每个沉积体系自物源区开始经山前及山前平原地带进入湖区，或由山前直接入湖。沉积体系中各种相带和砂体的分布常常受到次级地形的控制。古地形的变化是形成油气圈闭的重要基础，在沉积盆地的不同地区形成各种类型的储集体与不同圈闭类型的配置，这是古地形控制储集体分布的配置形式，也是最为普遍的一种形式。有的圈闭并不对储集体的分布起控制作用，而是与沉积作用同期发育起来的，或者是在沉积作用结束后才形成的圈闭。上述三种配置形式，不论圈闭先于沉积，与沉积同期，或后于沉积形成，都以一定的构造类型与储集体相配置，可称为构造—岩相带类型。每一种构造—岩相带类型都有其形成油气聚集的条件，下面简述陆相盆地构造—岩相带类型的主要型式（表 2–2）。

一、古地形控制储集体的分布

（一）古斜坡背景上的冲积扇或三角洲类型

前者如准噶尔盆地西北缘是斜坡断阶背景上的冲积扇，或构造斜坡背景上的冲积扇。后者如东部断陷盆地斜坡带上的三角洲沉积，都可形成较大规模的油气聚集。

（二）水下隆起背景上的滩坝砂体或扇三角洲前缘砂体

前者如东濮凹陷中央隆起带上沙三段的滩坝砂体，是来自斜坡带上三角洲砂体的再搬运和沉积。后者如辽河西部凹陷兴隆台地区，是来自东侧陡坡带的扇三角洲砂体，超覆在水下古隆起上。

（三）地堑带中的河流充填或侵蚀河谷中的河流充填

前者如东濮凹陷中央隆起背景上沙二下沉积期的河流充填，其下伏层为沙三段主力生油层。后者如鄂尔多斯盆地印支后期盆地抬升侵蚀形成的河谷，早侏罗世发育河流体系的充填堆积，其下伏层为上三叠统的主力生油层。前两者均有丰富的油气聚集。

（四）斜坡带中下部及深陷带的浊积岩体或陡坡带的浊积岩体，主要分布于东部断陷盆地。有的浊积岩体油藏有一定的构造背景，有的则为岩性油藏。

（五）斜坡湖湾区上的生物礁、滩和沿岸沙滩，其构造背景是相对稳定的构造斜坡，前者如东营凹陷西南部平方王，后者如黄骅坳陷南大港。

二、圈闭和储集体同期形成

（一）生长断层下降盘的伴生构造（如逆牵引构造）与三角洲前缘砂体类型

东营凹陷胜坨油田沙三上段至沙二段的油气藏，辽河西部凹陷西斜坡沙二段油气藏都属于生长断层下降盘的逆牵引构造与三角洲前缘砂体相配合的油气藏。

（二）早期有一定的古地形背景，但整个圈闭的轮廓和沉积同期逐步形成，古地形控制沉积厚度的变化，对相带变化影响不大。如东营凹陷孤东油田，柴达木盆地尕斯库油田。

（三）大套砂砾岩透镜体及顶部弯曲所形成的圈闭。例如，东部断陷盆地重力流水道砂砾岩透镜体油藏。

三、先期堆积的储集体在后期侧压力作用下形成的圈闭配置形式

（一）大型坳陷盆地轴向沉积体系在后期构造应力作用下形成的油气圈闭。

例如，松辽盆地由三角洲砂体与长垣构造相配置，形成特大油气田。

（二）断槽带中的各种类型砂体和挤压背斜构造圈闭配置形式

例如，辽河西部凹陷北部陡坡断槽带中的浊积岩砂体，在后期侧压力作用下成排成带的油气圈闭。

（三）西部地区山前坳陷带中的各种类型砂体，与在喜山期构造应力作用下形成的成带的挤压构造圈闭配置形式。

例如，天山南北山前地带、酒西盆地山前地带及柴达木盆地尕斯库勒油田，圈闭主要形成于沉积后的挤压应力，在酒西盆地山前带构造早期有构造背景。

此外一些油气聚集不属于上述构造—岩相带类型，例如斜坡带高部位各种砂体（冲积扇、河流及重力流水道等）经上升剥蚀及后期沉降形成和区域不整合面有关的油气圈闭，如一些盆地边缘广泛分布的稠油带。湖盆深水区的浊积岩砂体岩性圈闭。还有储集体经成岩后生作用形成的圈闭。如鄂尔多斯盆地上三叠统三角洲砂岩沸石化作用形成的油气圈闭。

在油气勘探的各个阶段，研究不同类型沉积盆地的沉积体系及其与油气圈闭形成的关系，对勘探方向的选择有重要意义。

第六节　陆相沉积盆地储集体的成岩特征

一、成岩作用研究的石油地质意义

陆相沉积盆地的油气分布，除了受沉积类型、沉积体系、沉积模式及储集体与圈闭配置型式的控制外，还与储集层的成岩作用，特别是油气在纵向上的分布有密切关系。储集层成岩作用的研究，对储集层评价及指导油气勘探和开发有重要意义。

（一）用于预测次生孔隙的分布

国内外大量油气田的储集层研究资料表明，储集层物性比较好的原因之一与成岩后生作用过程中次生孔隙的发育有关。现在世界上有相当数量的油气储量存在于次生孔隙发育的油田中，所以自 70 年代以来它已引起人们的广泛重视。随着埋深增加，原生孔隙逐渐减少而次生孔隙增加，它的延伸范围可比原生孔隙分布的深度大。通过成岩作用研究可以了解次生孔隙的分布、发育情况，尤其是在物性较差的地区和深部的储集层，研究其储集类型和次生孔隙分布规律以及预测有利的储集层的分布更为重要。次生孔隙主要是由充填孔隙方解石或

其它碳酸盐类矿物以及长石等碎屑颗粒被溶蚀而成。我国陆相碎屑岩储集层中，还见到由浊沸石溶蚀形成的次生孔隙。次生孔隙可先于烃类大量运移之前形成。这与埋藏过程中随着有机质成熟而形成的酸性水有关，它也可以由淡水的淋滤而成。次生孔隙的发育使原先物性较差的储集层变得较好，甚至使较为致密的火成岩也因此而可以含油。如胜利油田义和庄地区侏罗纪的煌斑岩，其平均孔隙度可达15%，次生孔隙主要由暗色矿物被溶蚀而形成。

（二）了解储集层的成岩史

研究成岩后生作用，可以了解沉积盆地生、储油层所经历过的沉积和成岩环境以及它们的演变史。

根据岩石中的自生矿物、粘土矿物及有机物质的热成熟度的分析资料，可以了解沉积岩在成岩后生作用过程中所经受过的热变史，因为各种自生矿物的形成有其特定的生物化学和物理化学条件和环境。粘土矿物的转化，某些碳酸盐矿物和沸石类矿物的分布，都有其各自的形成温度范围；同时随着埋深和温度的增加，有机质在向石油转变过程的不同成岩阶段将产出不同的烃类物质。据此可以推测勘探区内是否存在过油气生成的必要的物理化学条件、地质环境和有机物质所处的热成熟阶段以及可能的油气聚集类型（如孔隙型或裂缝型）。

（三）了解成岩后生作用对储集层物性的改造程度

储集层物性的好坏，除受沉积环境控制外，还与岩石性质、矿物和胶结物的成分与含量以及成岩后生作用对它们的改造程度有关。

我国陆相碎屑岩储集层具有多物源、近物源、堆积快、变化大的特点。岩石的结构成熟度和矿物稳定度一般较低，多为长石砂岩或岩屑砂岩类；岩石的分选性一般为中～差，泥质杂基含量有的较高，加之成岩后生作用的改造，致使岩石具有明显的非均质性。因此，加强成岩后生作用研究是完全必要的。

当前，成岩作用研究的趋向是由定性向定量发展。成岩作用控制因素，包括岩石成分、沉积和成岩环境、沉积物的埋藏史、地温场的高低、地层压力以及水介质地球化学性质和地质年代对成岩作用的影响的研究也受到重视。此外，还注意了区域成岩特征模式和演变规律的研究。

从石油地质角度研究成岩作用，目的是要尽快对储集层作出预测和评价，如对次生孔隙发育带和最有利储集层的分布层位及其深度、储集层中烃类的相态类型作出预测。此外在不同的成岩阶段，粘土矿物组合也不同。由于这些粘土矿物有很大的表面、很强的表面活性和离子交换能力，其表面还有很高的负电荷，它们的这些物理化学性质，对流体特别敏感（有水敏性粘土矿物、酸敏性粘土矿物和速度敏粘土矿物），所以它们与钻井、完井、注水、三次采油、酸化压裂和防止油层损害以及提高产量都有密切关系。成岩作用研究，可以为增产措施提供依据。

二、陆相碎屑岩成岩阶段划分及依据

成岩作用过程的演变，随各地地质条件和地质历史变迁的不同而有很大的差异。有的可能按一定的成岩顺序依次发展，有的则受构造运动的影响，未经下一个阶段而转变到另一个成岩阶段。因此成岩阶段的划分有时也较困难。

现在国内外不同学者对成岩阶段的具体划分、命名各有不同。其原因就是没有一个统一的标准，有的按埋藏深浅及岩石物理性质变化，有的按自生矿物组合及其转变情况，有的偏重于粘土矿物及其物理化学性质，有的则偏重于有机物质的热成熟度及其相应标志，也有的

按照地球化学环境和地质物理环境来划分，所以结果不尽相同。

（一）各种成岩阶段的划分和命名方案

根据国内外有关成岩阶段划分的报道及部分内部资料，主要有七种划分和命名方案。

1.分成岩（Diagenesis）、后生（Katagenesis）和变生（Metagenesis）三个阶段

这是按有机质的演变过程而划分的，如法国的 Tissot（1984）。

2.分成岩和后生两个阶段

有的还将后生阶段又分为早、中、晚三个阶段，如苏联的 Vassoevic，N. B.（Larsen，Chilingar，1979）。成都地质学院刘宝珺（1980）对碎屑岩成岩阶段的划分，以及石油大学冯增昭（1982）和北京大学王英华（1988）等对碳酸盐岩成岩阶段的划分，均分成岩和后生两个阶段。

3.分成岩阶段为氧化还原变化阶段（Redoxomorphic Stage）、胶结、转变阶段（Locomorphic Stage）和层状硅酸盐平衡变化阶段（Phyllomorphic Stage）

如美国的 Dapples，E.C.1962 年所划分的（Larsen，Chilingar，1979）。

4.分早、中、晚三个成岩阶段

如加拿大的 Schmidt、Mcdonald（1979）分三个阶段，又将中成岩阶段分为未成熟、半成熟、成熟 A、成熟 B、过成熟等五个亚段。

加拿大的 Foscolos（1976）则将中成岩阶段分为早、晚两个亚段。

法国的 Dunoyer de Segonzac（1970）分为早成岩（相当苏联作者的成岩阶段）、中成岩（相当苏联作者的早后生（Early Catagenesis or Early epigenesis））、晚成岩（相当苏联作者的晚后生）、近变质（Anchizone）（相当苏联作者的 Metagenesis）等四个成岩阶段。

5.分早、晚两个成岩阶段

如美国的 Chilingarian（1974）和我国的叶连俊（1973）。

6.分浅埋和深埋两个成岩阶段

这是 Mullar，G. 于 1967 年按照埋深而划分的（Rieke Ⅲ and Chilingarian，1974）。

7.将成岩阶段分为六个亚段

如 Pettijohn，F.J.于 1975 年所划分的（Scholle，1979）。不同作者划分结果见表 3-1。

（二）成岩阶段划分的依据

根据我国十多个主要含油气盆地，包括松辽盆地、渤海湾地区的几个主要坳陷以及内蒙二连盆地等几十口井和几千块（次）样品的岩石薄片、X 衍射、扫描电镜、阴极发光、电子探针、能谱、包裹体性质及部分有机地球化学的热成熟度指标等分析资料，我们把以下四个方面作为划分成岩阶段的依据：

1.自生矿物的分布、演变及其形成顺序

不同自生矿物的形成都有其一定的物理化学条件和特定的地质历史环境。不同母岩所供给的沉积物，对自生矿物的形成和分布有直接关系。如自生高岭石的分布与花岗岩类或花岗片麻岩等富含长石的母岩有关，沸石类矿物的分布往往与火山碎屑物质成分或盐湖水介质环境有关，同时，地层的温度、压力和孔隙水化学性质的变化，对自生矿物分布也都有直接影响。所以，各种自生矿物能指示该岩石的形成发展过程。它可以作为地质温度计，以了解岩石在成岩过程中所经受过的热变史；而且不同自生矿物组合的出现常与一定成岩阶段相联系，因此可以用来确定岩石所处的成岩阶段。此外，它们也是影响岩石物性的重要因素，

表 3-1　不同作者关于成岩阶段的划分表

<table>
<tr><td rowspan="2">作者</td><td rowspan="2">Tissot(1978)
Curtis
张厚福
(1981)</td><td rowspan="2">Vassoevich(1968)
全苏可燃矿物地质与开发研究所(1989)
中科院兰州地质所
史基安(1989)</td><td rowspan="2">刘宝珺(19890)
成都地院(1977)
冯增昭(1982)
傅家谟(1983)
王英华(1988)</td><td rowspan="2">Dapples
(1962)</td><td rowspan="2" colspan="2">Schmidt、
Mcdonald
(1979)</td><td rowspan="2" colspan="2">Foscolos
(1976)</td><td rowspan="2">Dunoyer de
Segonzac
(1970)</td><td rowspan="2">Chilingarian 等
(1967)
叶连俊
(1973)</td><td rowspan="2">Mular
(1967)</td><td rowspan="2">Pettijohn
(1973)</td><td colspan="4">应凤祥(1989)</td></tr>
<tr><td colspan="2">阶段</td><td>有机质</td><td>1/S 混层粘土矿物转化带</td></tr>
<tr><td rowspan="8">成岩阶段划分</td><td rowspan="2">成岩</td><td rowspan="2">成岩</td><td rowspan="2">成岩</td><td rowspan="2">氧化还原变化阶段</td><td colspan="2">早成岩</td><td colspan="2" rowspan="2">早成岩</td><td rowspan="2">早成岩</td><td rowspan="3">早期成岩</td><td rowspan="2">浅埋</td><td rowspan="2">成岩阶段 1.2</td><td colspan="2" rowspan="2">成岩</td><td rowspan="2">未成熟</td><td rowspan="2">蒙皂石带</td></tr>
<tr><td rowspan="6">中成岩</td><td>未成熟</td></tr>
<tr><td rowspan="4">后生</td><td rowspan="2">早后生</td><td rowspan="5">后生</td><td rowspan="4">胶结交代阶段</td><td>半成熟</td><td rowspan="4">中成岩</td><td>早</td><td>中成岩</td><td rowspan="5">深埋</td><td rowspan="5">成岩阶段 3.5</td><td rowspan="5">后生</td><td>早</td><td>半成熟</td><td>渐变带</td></tr>
<tr><td rowspan="2">成熟 A</td><td rowspan="3">晚</td><td rowspan="3">晚成岩</td><td rowspan="4">晚期成岩</td><td rowspan="3">中</td><td>低成熟</td><td>第Ⅰ迅速转化带</td></tr>
<tr><td rowspan="2">中后生</td><td>成熟</td><td>第Ⅱ迅速转化带</td></tr>
<tr><td>成熟 B</td><td>高成熟</td><td>第Ⅲ转化带</td></tr>
<tr><td>变生</td><td>晚后生</td><td>层状硅酸盐平衡变化阶段</td><td>过成熟</td><td colspan="2">晚成岩</td><td>近变质</td><td>晚</td><td>过成熟</td><td>混层消失，代表性矿物为伊利石和绿泥石</td></tr>
<tr><td></td><td></td><td>表生</td><td></td><td colspan="2">晚成岩</td><td colspan="2"></td><td></td><td>表生成岩</td><td></td><td>成岩阶段 6</td><td colspan="2">表生</td><td></td><td></td></tr>
</table>

并可作为次生孔隙成因和类型的重要判别标志。另外，各种自生矿物在物理化学性质上的差异，可作为制定保护油层，拟订合理增产措施的重要依据。因此自生矿物研究，对储集层评价、沉积和成岩环境研究以及在工程技术方面都具有重要意义。

2.粘土矿物，特别是伊利石／蒙皂石（I／S）混层粘土矿物的转化

Burst，J.F.于 1959 年在研究美国湾岸的始新世威尔科克斯层页岩的成岩作用时，提出了随埋藏深度的增加，有蒙皂石（S）向伊利石（I）转化出现和绿泥石的形成（Rieke Ⅲ and Chiling arian 1974）。Dunoyer de Segonzac（1970）介绍了蒙皂石在富钾水介质条件下向伊利石转化和在富镁的条件下向绿泥石转化的两种演变途径。

我国各含油盆地生、储油岩中的粘土矿物分析资料表明，这两种演变途径都是存在的，但以向伊利石的演变较为常见，如渤海湾盆地等均属这类。柴达木盆地一里坪凹陷的旱二井、塔里木盆地柯克亚油田的 333 井、428 井以及酒泉盆地营尔凹陷的营参一井等是属于蒙皂石向绿泥石的转化类型，但在有些盆地里也见到这两种混层同时存在于一个钻井剖面中。其中伊利石／蒙皂石（I／S）混层出现在上部，而绿泥石／蒙皂石（C／S）混层分布在下部。这与岩石成分、水介质性质及地层温度等因素有关。

对 I／S 混层类型及转化带的划分，我们参考了 Reynolds 和 Hower（1970）、Nadeau 和 Reynolds（1981）、Nadeau 等人（1985）、Horton（1985）、Burtner 和 Warner（1986）等人的混层类型划分方案。他们把 I／S 混层分为无序混层、有序混层和卡尔克博格（Kalkberg）式有序混层等三种主要类型。按有序度（R）来区分，分别用 $R=0$、$R=1$、$R=2$ 和 $R>3$ 来表示。对有序混层的结构单元类型，分别用 IS 型、IIS 型、IIIS 型表示，其中因 $R=2$ 的 IIS 型结构单元类型在自然界中不普遍，所以一般以其它三种代表混层类型。我们认为 Reynolds 等人的 I／S 混层分类方案能客观的反映出 I／S 混层粘土矿物的整个演变过程。这一方案与岩石的成岩阶段和有机质的热演化阶段、自生矿物的分布和演变及 I／S 混层粘土矿物的氧化钾含量变化均呈现出密切的对应关系，并且与我们的实际研究结果相符。因此，我们基本采用上述混层分类方案，但同时也考虑 Burtner（1986）和 Nadeau（1985）的分类方案。我们对 I／S 混层类型划分结果见表 3-2。

表 3-2　伊利石／蒙皂石(I／S)混层类型及其转化带与成岩阶段及有机质成熟关系表

<table>
<tr><th rowspan="2" colspan="2">伊利石／蒙皂石(I／S)
混层类型</th><th rowspan="2">混层有序度
类型</th><th rowspan="2">混层
转化带</th><th rowspan="2">S层在I／S
混层中的含量
(%)</th><th rowspan="2">有机质成熟
度阶段</th><th colspan="4">与不同成岩阶段
划分方案的对应关系</th></tr>
<tr><th colspan="3">方案Ⅰ</th><th>方案Ⅱ</th></tr>
<tr><td colspan="2">蒙皂石</td><td></td><td>蒙皂石带</td><td>>70</td><td>未成熟</td><td rowspan="2">早成岩</td><td colspan="2">A 期</td><td>成岩期</td></tr>
<tr><td colspan="2">无序混层</td><td>R_0</td><td>渐变带</td><td>70～50</td><td>半成熟</td><td colspan="2">B 期</td><td>早后生期</td></tr>
<tr><td rowspan="3">有序混层</td><td>部分有序</td><td>R_0/R_1</td><td>第一迅速转化带</td><td>50～35</td><td>低成熟</td><td rowspan="4">晚成岩</td><td rowspan="2">A期</td><td>A1</td><td rowspan="3">中后生期</td></tr>
<tr><td>有序</td><td>R_1</td><td>第二迅速转化带</td><td>20 左右</td><td>成熟</td><td>A2</td></tr>
<tr><td>卡尔克博格有序</td><td rowspan="2">$R>3$</td><td rowspan="2">第三转化带</td><td rowspan="2"><15</td><td>高成熟</td><td colspan="2">B 期</td></tr>
<tr><td colspan="2">伊利石</td><td>过成熟</td><td colspan="2">C 期</td><td>晚后生期</td></tr>
</table>

注：方案Ⅰ为石油天然气总公司拟推行的方案。

在划分 I/S 混层类型基础上，依据 I/S 混层中蒙皂石层和伊利石层的含量变化，我们从 I/S 混层粘土矿物中进一步划分出五个转化带（表 3–3）。

表 3–3　I/S 混层转化带与不同成岩阶段划分方案及有机质热成熟度对应关系

<table>
<tr><th colspan="5">成岩阶段
划分方案</th><th rowspan="2">I/S 混层粘土
矿物转化带</th><th rowspan="2">有机质热
成熟阶段</th><th rowspan="2">镜质体
反射率
R_o（%）</th><th rowspan="2">最大热解
峰 温 度
T_{max}（°C）</th><th colspan="2" rowspan="2">孢粉颜色和
热变指数 TAI</th><th rowspan="2">温度（°C）
（顶界）</th></tr>
<tr><th colspan="3">方　案　I</th><th colspan="2">方案 II</th></tr>
<tr><td rowspan="2">早成岩</td><td colspan="2">A</td><td colspan="2">成岩期</td><td>蒙皂石带
S 层≥70%</td><td>未成熟</td><td><0.35</td><td><430</td><td colspan="2">黄色
<2</td><td></td></tr>
<tr><td colspan="2">B</td><td rowspan="5">后生期</td><td>早</td><td>渐变带
S 层 70～50%</td><td>半成熟</td><td><0.5</td><td><435</td><td colspan="2">深　黄
<2.5</td><td>60～70</td></tr>
<tr><td rowspan="4">晚成岩</td><td rowspan="2">A</td><td>A1</td><td rowspan="3">中</td><td>第一迅速转化带
S 层 50～35%</td><td>低成熟</td><td>～0.6 左右</td><td>～440</td><td>～2.7</td><td rowspan="2">橙
|
褐</td><td>80～90</td></tr>
<tr><td>A2</td><td>第二迅速转化带
S 层 20%左右</td><td>成　熟</td><td>～1.2 左右</td><td>～460</td><td>～3.7</td><td>95～110</td></tr>
<tr><td colspan="2">B</td><td>第三转化带
S 层<15%</td><td>高成熟</td><td>～2</td><td>～480 左右</td><td>～4</td><td>暗褐—黑</td><td>140 左右</td></tr>
<tr><td colspan="2">C</td><td>晚</td><td>混层消失带</td><td>过成熟</td><td>2～4.5</td><td>500 左右</td><td colspan="2">黑</td><td>>175</td></tr>
</table>

（1）蒙皂石带

该带包括蒙皂石和蒙皂石层在 I/S 混层中占 70%以上的无序混层矿物。这一带主要有孔隙水和过量的层间水的脱出，处于本带中的有机质未成熟。根据泥岩中干酪根镜质体反射率（R_o）的测定结果，一般<0.35%；孢粉颜色为黄色，其热变指数（TAI）<2；生油岩分析仪（Rock–Eval）的最大热解峰温度（T_{max}）<430℃。

从成岩阶段来说，它属于成岩期。（相当石油天然气总公司的早成岩 A 期）处于该阶段的岩石胶结疏松、物性较好、泥岩易吸水膨胀。

（2）渐变带（或称无序混层带）

蒙皂石开始明显向混层转化，属无序混层，有序度为 R_0，蒙皂石层在 I/S 混层中占 70-50%。有机质为半成熟，R_o 为 0.35～0.5%左右，孢粉颜色为深黄色，TAI<2.5，最大热解峰温度<435℃。

按成岩阶段属后生作用早期（相当早成岩 B 期），岩石已胶结，砂岩中可见自生高岭石和极少量的石英次生加大，并有少量次生孔隙。

（3）第一迅速转化带

它是泥岩中混层矿物层间水第一次脱水阶段，蒙皂石层在 I/S 混层中占 50～35%，处于无序混层向有序混层过渡阶段，所以，属部分有序混层，有序度为 R_0/R_1。这时有机质处于低成熟阶段，R_o 在 0.5～0.6%左右，孢粉颜色为橙色，TAI 为 2.5～2.7，最大热解峰温 435～440℃左右。

这带中的砂岩有粉—细晶铁白云石出现和次生孔隙的分布，自生高岭石和石英次生加大数量增加。成岩阶段属后生作用中期（相当晚成岩 A_1 亚期）。

(4) 第二迅速转化带

这带的蒙皂石层在 I/S 混层中占 35～20%左右，代表层间水第二次迅速脱出阶段，已属有序混层。有序度为 R_1。

这时有机质已成熟，R_o 在 0.6～1.2%左右，孢粉颜色为橙褐色，TAI 为 2.7～3.7，最大热解峰温度为 440～460℃左右。

砂岩中有较多铁白云石，以次生孔隙为主，自生高岭石和石英加大更为普遍，成岩阶段属后生作用中期（相当晚成岩 A_2 亚期）。

(5) 第三转化带

该带的蒙皂石层在 I/S 混层中＜15%，属卡尔克博格式有序混层。有序度为 $R \geqslant 3$。有机质处于高成熟阶段，R_o 为 1.2～2.0%，孢粉颜色为暗褐色，TAI 为 3.7～4，最大热解峰温度在 460～480℃左右。岩石致密，物性变差而出现裂缝，成岩阶段仍属后生作用中期（相当晚成岩 B 期）。

当混层消失时，表示岩石已进入后生作用晚期，这时 $R_o > 2\%$，孢粉颜色为黑色，最大热解峰温度大于 500℃。其代表性的粘土矿物为伊利石和绿泥石。

3.岩石的结构构造特征及其物性和孔隙类型

岩石的储油物性，不仅取决于岩石的成分、粒级、分选、泥质杂基和胶结物种类与含量，而且与成岩作用强度也有密切关系。随着成岩后生作用的加强，岩石的物性将发生明显的变化。如机械压实作用会使岩石颗粒排列紧密，颗粒之间接触强度增大而孔隙减少；化学胶结作用也会使岩石变得致密而失去可塑性；在构造应力作用下它们会破裂而形成裂缝，使储集类型也发生相应的变化。

各盆地岩石物性随埋深的纵向演变表明，其孔隙度呈下降趋势。不仅孔隙大小有变化，而且储集类型也发生相应的变化。据砂岩孔隙类型在纵向上的演变，可分为原生孔隙带、混合孔隙带、次生孔隙发育带和紧密压实裂缝发育带。它们与成岩阶段的对应关系及各带的孔隙度数据见表 3-4。

表 3-4　不同成岩阶段孔隙类型及分带表

<table>
<tr><th colspan="3">成　岩　阶　段</th><th colspan="2">孔　隙　类　型</th><th>孔隙度（%）</th></tr>
<tr><td colspan="3">成　岩　期</td><td colspan="2">原生孔隙发育带</td><td>30～40</td></tr>
<tr><td rowspan="5">后生期</td><td colspan="2">早　期</td><td colspan="2">混合孔隙带</td><td>15～30</td></tr>
<tr><td rowspan="3">中期</td><td>I/S 第一迅速转化带</td><td colspan="2" rowspan="2">次生孔隙发育带</td><td rowspan="2">10～25</td></tr>
<tr><td>I/S 第二迅速转化带</td></tr>
<tr><td>I/S 第三转化带</td><td>少量次生孔隙并见裂缝</td><td rowspan="2">紧密压实裂缝发育带</td><td rowspan="2"><10</td></tr>
<tr><td colspan="2">晚　期</td><td>以裂缝为主</td></tr>
</table>

4.有机质热成熟度的有关地球化学指标

我们研究成岩作用的目的，主要是为寻找有利的生、储油层的发育带，以确定下一步的勘探重点和方向，因此，成岩阶段的划分还必须与有机质热成熟度的有关指标相结合。

目前，我们主要选用三项地球化学指标，即孢粉颜色及其热变指数，生油岩热解色谱的最大热解峰温度（T_{max}℃）和镜质体反射率（R_o）。

地球化学指标与粘土矿物转化带，成岩阶段划分的关系以及它们的温度范围见表 3−3。

三、陆相碎屑岩储集层各成岩阶段的标志

从上述四个方面，考虑了国际上通用的和我国常用的成岩后生作用术语，以及成岩阶段和有机质热成熟阶段相对应的关系，我们把成岩阶段分为成岩和后生两期，又把后生期分为早、中、晚三个亚期。

（一）成岩期

本阶段形成的岩石比较疏松，原生孔隙发育，有早期泥晶碳酸盐和菱铁矿胶结。泥岩中粘土矿物有大量蒙皂石，也包括蒙皂石层占 70%以上的 I／S 混层粘土矿物。岩石中的有机质未成熟，孢粉颜色为浅黄色，TAI＜2，R_o＜0.35%，最大热解峰温度＜430℃。由于当时地层水仍属酸性，其长石颗粒部分溶解，有的呈蜂窝状。由长石溶解而释出的硅、铝，可作为自生高岭石的来源，但数量较少，石英次生加大也少见。如山东孤岛油田上第三系馆陶组油层属于本阶段的储集层。本阶段岩石的孔隙度可达 30～40%，渗透率 500×10^{-3}～$6000\times10^{-3}\mu m^2$。

由于岩石富含蒙皂石及蒙皂石层占 70%以上的 I／S 混层粘土矿物，所以，易吸水膨胀、胶结松散，因而这类地层容易造成井内出砂。

（二）后生期

当进入后生期时，岩石的矿物成分、结构构造、物性和有机质等方面均发生明显的变化。如矿物之间的相互交代和转化，较多自生矿物的出现和粘土矿物的转化均较明显。岩石中蒙皂石明显向有序 I／S 混层粘土矿物转化，蒙皂石层（S 层）在 I／S 混层中占 70～20%左右。其石英和长石的次生加大也较明显，可见较多的自生高岭石和短刺状或丝发状自生伊利石以及叶片状及绒球状自生绿泥石，并见有碳酸盐胶结物，特别是粉晶—细晶铁白云石的出现及交代其它碳酸盐矿物和共轴增长现象是本阶段的重要特点。

与成岩期比较，岩石变得致密、物性变差，但次生孔隙普遍发育，并有微裂缝的出现。岩石中的有机质转变为烃类，孢粉颜色由深黄—暗褐，TAI 由 2.5～4，R_o 由 0.35～2%，最大热解峰温度由 435～500℃。油气主要形成于这个阶段。

据 I／S 混层粘土矿物转化带的特征，将后生期又分为早、中、晚三个亚期。

1.后生作用早期

这个时期岩石的蒙皂石开始向 I／S 混层转化，S 层占 50～70%；岩石中石英次生加大开始出现，自生高岭石也较普遍，有亮晶碳酸盐胶结物，原生孔隙仍发育，但可见次生孔隙；有机质处于半成熟阶段，孢粉颜色为深黄色，TAI2.5 左右，R_o 为 0.35～0.5%左右，最大热解峰温度小于 435℃；岩石物性仍较好，孔隙度有的可达 15～30%。

属于本阶段的储集层，有松辽盆地白垩系嫩江组黑帝庙油层，胜坨油田下第三系沙河街组二段油层，其它如泌阳凹陷双河油田和下二门油田下第三系核桃圆组二段和井楼油田核三段油层，北部湾下第三系涠洲组油层等。

2.后生作用中期

当岩石进入后生作用中期，其标志性的矿物有粉晶—细晶铁白云石出现（常以交代、加大或胶结的形式出现），且数量较多，也较普遍。石英等碎屑颗粒边缘常呈不规则。这可能

表 3-5 成岩阶段划分及其主要标志

阶段	期	有机质	蒙皂石	I/S 混层转化带 S层(%)	伊利石	高岭石	绿泥石	菱铁矿	方解石	白云石	铁白云石	石英加大及长石溶蚀	其它	孢粉颜色	热变指数	镜质体反射率(%)	最大热解峰温度(℃)	孔隙类型	孔隙度(%)	温度(顶界)(℃)	干酪根H/C类型 I	II	III
成岩		未成熟							泥晶	泥晶				黄色	<2	<0.35	<430	原生孔隙发育	40-30	<65±	>1.5	>1.4	1.1
后生	早期	半成熟		>70					亮晶含Fe	亮晶含Fe	泥晶			深黄	<2.5	<0.5	<435	原生孔隙减少有次生孔隙	30-15	65	~1.4	~1.3	~0.9
	中期	低成熟		50 I	丝状		绒球状		亮晶	亮晶	晶交代		片钠铝石、浊沸石	橙褐色	-2.7	-0.6±	-440	次生孔隙发育并可见裂缝	25-10	80-90		~1.2	
		成熟		35 II							或				-3.7	-1.2±	-460			95-110		~0.8	
		高成熟		20 III <15							增长			暗褐色	-4	-2	480±	次生孔隙减少裂缝发育	<10	140±		~0.6	
	晚期	过成熟		混层消失	片状		片状		晶	晶			绿纤石、葡萄石、钠长石	黑	>4	-4	500+			>175		~0.4	

注：I代表I/S混层中蒙皂石层(S层)第一迅速转化带；
II代表混层中蒙皂石层第二迅速转化带；
III代表混层中蒙皂石层第三转化带；
I/S代表伊利石/蒙皂石混层粘土矿物。

与碎屑颗粒早期被碳酸盐类矿物（方解石）交代而后来又被溶解的缘故。本阶段形成的岩石中次生孔隙往往较发育；薄片中可见碳酸盐矿物的溶解残余，阴极发光下可见橙黄色发光的方解石在孔隙中呈星点状分布。此外，石英加大及自生高岭石分布也较普遍，其数量较后生作用早期多。在扫描电子显微镜下，自生伊利石呈短刺状或丝发状，而自生绿泥石呈绒球状或叶片状；其它自生矿物可见钠长石、浊沸石等。根据I／S混层粘土矿物的演化特点，本阶段可分为三个转化带，即第一迅速转化带、第二迅速转化带和第三转化带。它们分别与有机质的低成熟、成熟和高成熟阶段相对应（见表3-4、3-5），所以在岩石处于本阶段时，就标志有油气的生成和运移。我国各油田的主要产层多处于本阶段，也说明了这一点。

当岩石处于第一迅速转化带时，S层含量为50～35%。这标志着无序混层粘土矿物向部分有序混层粘土矿物转变，也是粘土矿物层间水的第一次脱出阶段。其有机质处于低成熟阶段，孢粉颜色为橙色，TAI由2.5～2.7，R_o为0.5～0.6%，最大热解峰温度为435～440℃；次生孔隙开始发育，自生高岭石和石英次生加大较后生早期普遍。

当岩石进入I／S混层第二迅速转化带时，它已属有序混层，蒙皂石层一般占20%左右。其有机质已成熟，孢粉颜色为橙—褐色，TAI为2.7～3.7，R_o为0.6～1.2%左右，T_{max}为440～460℃。这标志着生油层已进入生油门限，并处于生油高峰阶段。

由于机械压实作用、胶结作用以及某些自生矿物的发育，岩石已变得致密，非均质也较严重，但由于溶解作用的发生，使次生孔隙较为发育。储集层的孔隙度一般可达10～25%，但各地不一；渗透率变化也很大，低渗透储集层多处于本阶段形成的岩层中，所以产能在各地也有很大差别。

属于本阶段的储集层，有松辽盆地的古龙、泰康南部地区白垩系嫩江组二、三段和姚家组一—三段的储集层，渤海地区下第三系沙河街组三段、北部湾下第三系流沙港组，泌阳凹陷下第三系核桃园组三段以及二连盆地白垩系巴彦花组上段的储集层等。此外，异常高压带也分布在本阶段。

当岩石处于第三转化带时，它已属卡尔克博格式有序混层。其有机质处于高成熟阶段，孢粉颜色为暗褐—黑色，TAI为3.7～4，R_o=1.2±～2%，T_{max}在460～500℃左右，因此它可有轻质油及气的产出。但这时岩石已明显变得致密、物性变差，而且出现裂缝。孔隙度一般小于10%，渗透率也低，大多小于$1\times10^{-3}\mu m^2$，自生矿物可见铁白云石、钠长石、浊沸石等。

3.后生作用晚期

它相当于苏联的晚后生作用阶段（Апокатагенез），和有机质热演化的变生作用阶段，也相当Dapples的层状硅酸盐平衡变化阶段和Schmidt中成岩的过成熟阶段。

本阶段的岩石已很致密，孔隙极少。泥岩中的标志性矿物为伊利石和绿泥石。因地层温度已较高，所以I／S混层矿物和高岭石已消失和转化，其它自生矿物有铁白云石、绿纤石、钠长石等。有机质已处于过成熟阶段，孢粉颜色呈黑色，$R_o>2\%$，T_{max}可$>500°C$。这时可能只有干气的产出。

四、我国陆相盆地碎屑岩的成岩特征

（一）我国部分油田碎屑岩储集层成岩阶段的分类

按照上述成岩阶段划分标志，我们对各含油气盆地储集层所属的成岩阶段作了分类（见表3-6）。

表 3-6 我国部分油田碎屑岩储集层成岩阶段划分

成岩阶段划分		有机质成熟度	松辽盆地		济阳坳陷				辽河盆地		冀中坳陷				黄骅坳陷	内蒙二连盆地			泌阳凹陷				酒西盆地		东濮凹陷	鄂尔多斯	柴达木盆地	塔里木盆地	东海盆地	北部湾盆地
					东营凹陷		沾化凹陷		西部凹陷		廊固凹陷								古城	双河	下二门	井楼	青西凹陷				一里坪凹陷			
成岩期		未成熟				Ng						Es_4	Es_3	Es_3	Ek		K				Eh_1	Eh_3					N_{2-3}	Nx_4		
后生期	早	半成熟	Kn		Es_2				Ed			Es_4								Eh_2	Eh_2	Eh_3					N_{2-3}	Nx_4	N_1	Ew
	中	低成熟	Kn	Ky Kq	Es_3				Es_1		Es_3	Es_4				Kb		K	Eh_3	Eh_3	Eh_2 Eh_3		N K	N K	Ed Es_1		N_{2-3} N_{2-2}	Nx_5	N_1	
		成熟		Kq	Es_3		Es_3	Es_2	Es_2	Es_2 Es_3	Es_4					Kb			Eh_3	Eh_3	Eh_3		K	K	Es_2 Es_3	J T	N_{2-2}		N_1 E_3	E_1
		高成熟																					K	K	Es_3		N_{2-1}			
	晚	过成熟																												
分析井			1	2	3	4 5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19 20 21	22 23 24	25	26	27	28 29	30	31	32 33 34 35	36	37

注:1.龙 8 井；2.中检 7-3 井；3.3-5-11 井；4.B116 井；5.中检 8 井；6.义 11-4 井；7.大 43-14 井；8.锦 101 井；9.欢 32-18 井；10.曹 5 井；11.京 271 井；12.安 310 井；13.泉 104 井；14.枣 43 井；15.阿 3 井；16.阿 200 井；17.阿 100 井；18.124-2 井；19.双浅 1 井；20.双 1009 井；21.双 3115 井；22.下浅 1 井；23.下 5-10 井；24.下气 1 井；25.楼资3 井；26.窿 2 井；27.西参 1 井；28.濮深 4 井；29.前参 2 井；30.剖 2 井；31.旱 2 井；32.柯克亚 428 井；33.柯克亚 333 井；34.柯克亚 51 井；35.柯克亚 20 井；36.1 井；37.湾 2 井。

研究表明，成岩期及后生期的储集层都有油气分布。山东孤岛油田上第三系馆陶组油层为成岩期储集层。这类储集层原生孔隙发育，岩石疏松，面孔率可达 15～30%；粘土矿物以蒙皂石为主，有少量高岭石，石英一般未见加大，长石有被溶蚀现象。这类油层往往存在出砂和水敏性粘土矿物的膨胀问题，油的相对密度较大，可能属次生油藏。

后生期的储集层是我国主要含油盆地的主力产层。其中后生早期的储集层有胜坨油田下第三系沙河街组二段及大庆油田黑帝庙油层。这类储集层岩石的胶结程度不一，有的致密，有的疏松。从孔隙类型来看，属混合型，既有原生孔，也有次生孔。岩石物性仍较好。

在后生中期，储集层的次生孔隙较发育。我国大多数油田的储集层多属此类。如渤海湾地区下第三系沙河街组三段的油层，泌阳凹陷双河油田下第三系核桃园组三段油层，中原油田下第三系沙河街组三段油层，北部湾涠洲地区下第三系流沙港组油层等都是以次生孔隙发育为特点的储集层。它们的物性一般较好，但变化很大。这与各地成岩过程中的机械压实作用、化学胶结作用、溶解作用以及自生矿物的类型和数量的差异有关，因而，存在明显的非均质性。

（二）影响储集层物性及形成低渗透储集层的主要因素

从我国部分油田储集层的分析资料来看，造成储集层低渗透的原因，除了沉积条件对物性的控制外，成岩作用对储集层的后期改造有较大的影响。主要表现在：

1.机械压实作用对岩石物性的影响

在成岩早期，这类储集层因缺少碳酸盐胶结物，所以受机械压实作用影响较强。这表现在岩石颗粒相互接触紧密，尤其是火山碎屑物质较多的岩石，抗压能力差，易挤压变形，呈假杂基，容易蚀变，稳定性也差。这类储集层中次生孔隙的形成往往与碎屑颗粒（如长石、火山岩岩屑）的溶解有关。由于颗粒相互接触，岩石的强度增加，加之它的石英和长石的次生加大及自生绿泥石和自生伊利石的发育，因而使喉道变小、孔／喉比值较大、连通性较差。

以黄骅坳陷北部的南堡凹陷为例，机械压实作用对下第三系沙河街组三段储集层的粒间孔的减少具有明显的影响，尤其是在颗粒细和碳酸盐等胶结物含量低的砂质岩中更为明显。随着埋深增加，颗粒之间接触强度增加，即粒间距缩小，由点接触变为线接触或凹凸接触，因而在单位长度内，颗粒的填集密度增加。据对南堡凹陷第三系岩石颗粒填集密度资料的统计，随埋深增加，岩石的填集密度亦增加（表 3–7）。

表 3–7　高尚堡地区岩石颗粒填集密度随埋深变化表

深　度（m）	<2100	2200～2900	2900～3300	3400～3900	>4000
颗粒填集密度（%）	69	73～80	82～88	90～93	
压实后损失的孔隙度（%）	7	11～18	20～26	28～31	
孔隙减少的压实梯度		1%±／100m	1.5%±／100m	0.5%±／100m	
压实作用强度	弱	急剧压实		紧密压实	

由表 3–7 可见，在<2100m 到 4000m 井段内，填集密度由 69%变为 93%。按该地区原始面孔率为 38%计算，经压实后孔隙损失由 7%增至 28～31%，说明随着深度的增加，

岩石的原始孔隙明显减少。其中，2200～3300m 井段内孔隙压实梯度（即每 100m 减少的孔隙度）为（1～1.5%）／100m，正处于急剧压实的井段。3400m 以下其孔隙压实梯度为 0.5%／100m 左右，但颗粒填集密度已达 90～93%，孔隙度已损失 28～31%。这说明剩余孔隙已较少，而压实强度则较大。但 3500～3900m 井段的沙三段储集层仍有较高孔隙度，这说明其孔隙度的增加与次生孔隙的发育有关。

2.化学胶结作用使物性变差

以中原油田文 248 井为例，该井下第三系沙河街组三段储集层，由于岩性较细，多为粉砂岩，且含有较多的化学胶结物，故物性很差。经 X 衍射的全岩分析，其胶结物（包括铁白云石、硬石膏、方解石及石盐等）的含量较高，一般都在 30～40%，因而使岩石失去可塑性而变得致密。这是使岩石物性变差的重要因素。

3.陆源杂基含量高和自生矿物大量发育

不同岩石类型的母岩区，供给了沉积盆地内不同类型的砂质碎屑岩。由于它们碎屑矿物成分的组成不同和结构成熟度、矿物稳定性及抗机械压实能力的差异，因而在成岩后生作用过程中所形成的自生矿物也有所差别。

如二连盆地额合宝力格凹陷白垩系巴彦花组中下段储集层，其母岩有火山岩，发育的自生矿物有长石次生加大、钠长石微晶、石英微晶、自生绒球状绿泥石和自生伊利石等。由于火山岩屑抗压能力差，且不稳定，所以，这类岩石的次生孔隙中析出的上述自生矿物，对孔隙和喉道的缩小产生了严重的影响（图版 1、2）。在富含石英、长石的碎屑岩储集层中，其母岩为花岗岩或花岗片麻岩类。这类储集层中发育的自生矿物有石英次生加大、自生高岭石、自生伊利石以及方解石和铁白云石。较强的石英次生加大作用，对岩石的物性有明显的影响。自生伊利石的发育会造成束缚水的增加和电阻率的降低，而且也会影响储集层中液体的流动，使渗透率降低。

所以处于后生作用中期的储集层，应了解其岩石性质和造成低渗透的原因。

（三）陆相碎屑岩中的自生矿物类型及其分布特点

在陆相碎屑岩储集层中，最常见的自生矿物有各种碳酸盐类矿物（如方解石、白云石、含铁白云石、铁白云石和菱铁矿等），石英和长石的次生加大，石英和钠长石的自形小晶体及钠长石化，还有各种沸石（包括方沸石、片沸石、钠沸石、浊沸石等）及石膏、硬石膏、重晶石等硫酸盐类矿物，常见有片钠铝石、榍石等少量和偶见的自生矿物。

1.碳酸盐类矿物

方解石可形成于不同成岩阶段。其中泥晶方解石常见于成岩期，结晶好的（多呈细晶，有的含铁）常见于后生期。它们的胶结顺序或世代，可根据薄片观察其胶结的先后和对碎屑颗粒交代情况以及与其它胶结物的接触关系和溶解现象来进行判别；有的还可借助于阴极发光显微镜作进一步观察，也可对不同世代的胶结物作碳、氧同位素分析，了解其同位素值变化。

铁白云石也是储集层中常见的自生碳酸盐类矿物。其结晶好的（粉晶—细晶）也常见于后生期，特别是后生作用中期较为普遍。它常出现于 I／S 混层粘土矿物开始脱水排烃的时期。这说明铁白云石的铁和镁的来源，可能与混层粘土矿物转化和暗色矿物（如黑云母等）分解过程中析出的铁和镁有关。铁白云石的产状有交代型、加大型和孔隙充填三种形式。它的产状说明其形成较晚，因此可以作为后生中期所常见的标志性矿物。其形成温度大致在 80～90℃，而在温度＞100℃的地层里较为普遍，含量较多。

含铁白云石也可形成于不同成岩阶段，甚至在现代沉积物中也可见到。但在后生期，其结晶较好，有的呈半自形到菱形晶体；阴极发光下具2～3个褐色和黄色规则或不规则相间的环带，有的具菱形环带；显然它是在孔隙中逐渐生长发育形成的，而不是交代成因的。

菱铁矿也有泥晶和结晶较好的两种类型。前者属成岩期，后者可在后生期见到，有的与黑云母共生。这可能与黑云母析出的铁有关。

2.沸石类矿物

它们在储集层中常以交代碎屑或充填孔隙形式出现，在各种地质环境和不同地质时代的储集层中均有分布。如准噶尔盆地西北缘上古生代的砾岩，属冲积、洪积相，砾石成分多为火山岩（有安山岩、凝灰岩、粗面岩、流纹岩以及玄武岩等）。其中的沸石有方沸石、片沸石、浊沸石等。它们常以交代或孔隙充填的形式出现，也有大量充填在裂缝中的。东濮凹陷的下第三系沙河街组属盐湖相沉积，在其砂质岩中见有方沸石胶结。松辽盆地的白垩系泉头组及鄂尔多斯盆地三叠系延长统三角洲前缘相砂岩中见浊沸石胶结及其交代碎屑颗粒现象。此外，在二连、柴达木、塔里木、酒泉等盆地以及南襄盆地泌阳凹陷均见有方沸石和少量钠沸石。由于沸石的溶解可以改善储集性能，这对次生孔隙的局部发育起了很好的作用。

从目前我国陆相储集层中所见到的沸石产出情况来看，已经明确的有三种成因类型：

第一种是与火山岩或火山物质有关而形成的沸石，如准噶尔盆地上古生代砾岩中所见的沸石。其类型较多，有方沸石、片沸石、辉沸石、浊沸石和丝光沸石等。

第二种是与盐湖水介质有关而形成的沸石，如东濮凹陷、泌阳凹陷以及柴达木盆地一里坪凹陷所见的方沸石和钠沸石。

第三种是与埋藏成岩作用有关而形成的沸石，如鄂尔多斯和松辽盆地所见的浊沸石，它们形成较晚，显然是在后生作用阶段形成的。

方沸石可在不同成岩阶段及不同埋深出现。如柴达木盆地一里坪凹陷的旱二井，井深1318～2912m的上第三系中有方沸石分布，按成岩阶段，它属成岩期至后生中期。东濮凹陷的前参二井和濮深四井，在2350～2850m井段的下第三系沙河街组一至三段均有方沸石的分布，它的成岩阶段属后生中期。酒东盆地营尔凹陷的营参1井，在井深2140～3268m井段的白垩系（K_1x）有方沸石的分布，它属后生早期—中期。准噶尔盆地西北缘的上古生界有方沸石的分布；江汉盆地潜江凹陷的樊参一井井深在841～3039m也有方沸石，它们均属后生中期阶段。此外，酒西盆地青西凹陷窿二井的3300～3800m井段（K_1x_2）及西参一井的3560～4300m井段（$K_1x_2^{1-2}$）均有方沸石。它们的成岩阶段均属后生中期。

上述资料表明，方沸石由成岩期至后生早期、中期均有分布，可见方沸石的形成温度范围较大，对储集层储集性能的改善可能起一定作用，但对划分成岩阶段不能提供确切依据，仅提供沉积或成岩环境的水介质性质及其成因解释的依据。

另一种沸石是浊沸石，它在鄂尔多斯、松辽及准噶尔等盆地的储集层中均可见到。如鄂尔多斯盆地的剖二井，在井深2100m以下有分布，其层位属三叠系延长统。这里的浊沸石常呈交代长石等碎屑矿物，并以连晶式充填孔隙出现。从胶结顺序来看，有的形成于石英次生加大之后，所以它形成较晚。

上述粘土矿物、有机地球化学及岩石物性等分析资料说明，浊沸石主要出现在后生作用中期阶段。岩石中干酪根的镜质体反射率测定结果，其$R_o>1\%$，最大热解峰温度为465～470℃。这说明它形成的温度已较高，可能已达140℃左右。准噶尔盆地上古生界储集层中所见的浊沸石主要也集中分布在后生作用中期，它的最大热解峰温度为436～480℃，孢粉

的热变指数为3.2～3.8。

松辽盆地的梨参二井，浊沸石分布在2000～4000m的井段，属后生作用中期。据大庆油田邢顺泠同志的研究结果，松辽盆地浊沸石的形成温度在120～140℃，R_o=1～1.3%。

以上分析说明，几个沉积盆地的浊沸石均形成较晚、温度也较高。它的出现标志着岩石已处于后生作用中期。

3.石英次生加大

据薄片观察，它在成岩期一般未见，后生作用早期也较少，而在后生作用中期，尤其是在I／S混层粘土矿物层间水脱出带井段附近，较为普遍。这一特点表明，二氧化硅的来源可能与长石的溶解以及混层粘土矿物在转化过程中析出的二氧化硅有关。此外，火山物质也可提供硅的来源，如二连盆地白垩系巴彦花组储集层的孔隙中生长的自形晶小石英晶体就是一例。

根据石英次生加大所分布的孔隙类型来看，它可以形成于原生孔隙或混合孔隙的砂岩中，也可以形成于次生孔隙中。这在辽河西部凹陷齐—欢—双地区的双38—14井，井深2605.9m的下第三系沙河街组二段的储集层中可以找到；其菱铁矿胶结物被溶解后的次生孔隙中有良好的石英次生加大现象。所以有石英次生加大的剩余孔隙空间，不一定都是原生孔隙空间，也可以是次生孔隙空间。

从石英次生加大部分的包裹体测温数据来看，其形成温度范围较大。如东营凹陷3-5—11井井深1912。5m的沙河街组二段的加大石英，其形成温度为78℃。鄂尔多斯盆地剖二井侏罗系储集层中加大的石英，其形成温度为94℃。吉林的梨参二井下白垩统梨树组井深2622m的砂岩中，加大石英的形成温度为126℃，裂隙中的次生包裹体温度为155℃。所以石英次生加大部分的形成温度差别很大。石英次生加大的形成温度，对确定成岩温度和成岩阶段划分可提供重要依据。

4.储集层中的自生粘土矿物

从粘土矿物的分布来看，蒙皂石常见于成岩期。在扫描电子显微镜下，观察到的针刺状、丝发状伊利石和绒球状及小叶片状自生绿泥石，多见于后生作用中期。呈书页状或蛭石状的自生六方板状高岭石，在后生作用早、中期阶段较为普遍，而随着地层埋深的增加和地温的升高，（大致在140～150℃以上），其含量明显减少或消失。当然，它的分布也要考虑母岩区岩石性质和水介质性质（在碱性水介质条件下不利于它的形成），所以在划分成岩阶段时应作具体分析。一般来说，自生高岭石在成岩期及后生期均有分布，但在后生中期数量较多且普遍。

据粘土矿物对流体的敏感性特点及其对油层损害方式的不同，并结合地层中其它自生矿物的物理、化学性质特性的差异，从保护油层及拟订增产措施的目的出发，粘土矿物可以分为三种类型：

（1）水敏性矿物　主要是蒙皂石和蒙皂石层占40%以上的I／S（伊利石／蒙皂石）及C／S（绿泥石／蒙皂石）混层矿物。它们遇水后膨胀，因而钻井过程中引起缩径或井壁跨塌。砂质岩由于富含蒙皂石而在注水过程中也影响注水效果。此外，盐类矿物的溶解和硬石膏的吸水膨胀也会引起井壁跨塌。自生丝状伊利石和小叶片状绿泥石有较多微孔隙，它们能束缚孔隙水而影响油水层的测井解释结果。

（2）速敏性矿物　主要有自生高岭石、自生伊利石、自生绿泥石以及生长在孔隙壁上的自生石英和自生钠长石小晶体。在流体较高的流动压力下，会使晶体集合体被打碎成小的晶

片或使晶体脱落并迁移，从而造成孔喉堵塞。陆源碎屑颗粒如它的胶结松散易引起井内出砂。

(3) 酸敏性矿物　它有富铁绿泥石、C／S 混层粘土矿物以及各类碳酸盐矿物。酸化后的粘土和地层中的微粒，随着电解质环境的改变而絮凝，当二价铁变为三价铁时，形成凝胶式的 $Fe(OH)_3$，若用氢氟酸酸化时，则有钙的氟化物沉淀而使孔隙变小。

(四) 成岩后生作用与油气在纵向上分布的关系

随着泥岩压实作用的加强和温度的升高，蒙皂石在向混层和伊利石转化的过程中，由于层间水的脱出而伴随着排烃的进行。所以泥岩中混层粘土矿物的转化与生油岩有机质成熟过程中的脱水排烃和油气的初次运移有密切关系。蒙皂石在向伊利石转化过程中的两个迅速转化带正是代表了两次主要脱水排烃过程。

根据我们对我国各盆地不同地质时代和埋深的油气层分布状况与两个迅速转化带出现井段的统计表明，油层往往分布在第一和第二迅速转化带出现的井段附近，在第三转化带里可有轻质油及气的产出。现举几个油田实例如下:

1.胜坨油田 3–5–11 井

该井的含油井段为 1887～1970m 和 2035～2180m，而泥岩中第一迅速转化带顶界在井段 2000m 左右，所以油层邻近于第一迅速转化带（图 3–50）。

2.泌阳凹陷双河油田

双浅一井的含油井段为 955～1000m，双 1009 井为 1340～1487m，双 3115 井为 1582～1720m；它们的泥岩中第一、第二迅速转化带顶界深度分别为 1000m 和 1500m，表明油层分布在两个转化带附近（图 3–51）。

3.泌阳凹陷下二门油田

根据下 5–10 井、下浅一井、下气一井的分析资料，第一迅速转化带顶界在井深 1500m，第二迅速转化带顶界在 2000m，而油层的井段分别在 1036～1091m、1151～1167m、1218～1277m、1415～1528m、1834～1890m、2218～2247m，这说明油层处于两个迅速转化带之间及第一迅速转化带之上（图 3–52）。

4.松辽盆地萨尔图油田

以该油田中检 7–3 井为例，该井泥岩中的第二迅速转化带顶界为 1185m，姚家组萨尔图二组油层、葡萄花油层和青山口组的高台子一、二组油层在 891～1191m 井段，油层均分布在第一和第二迅速转化带内（图 3–53）。

5.松辽盆地龙虎泡地区的龙 8 井

它的第一迅速转化带顶界井深为 1075m，在 1116～1120m 井段有油气显示，它处于第一迅速转化带（图 3–54）。

6.辽河西部凹陷锦 101 井

该井油气显示在 3416～3444m 井段，而第二迅速转化带顶界井深为 3400m。这表明油气显示分布在第二迅速转化带（图 3–55）。

上述各盆地所见的油层或含油显示多分布在第一、第二迅速转化带附近，而在第三转化带分布的主要是轻质油和气。

7.柴达木盆地一里坪凹陷旱二井

其 5384～5522m 井段有轻质油的分布，它处于第三转化带（图 3–56）。

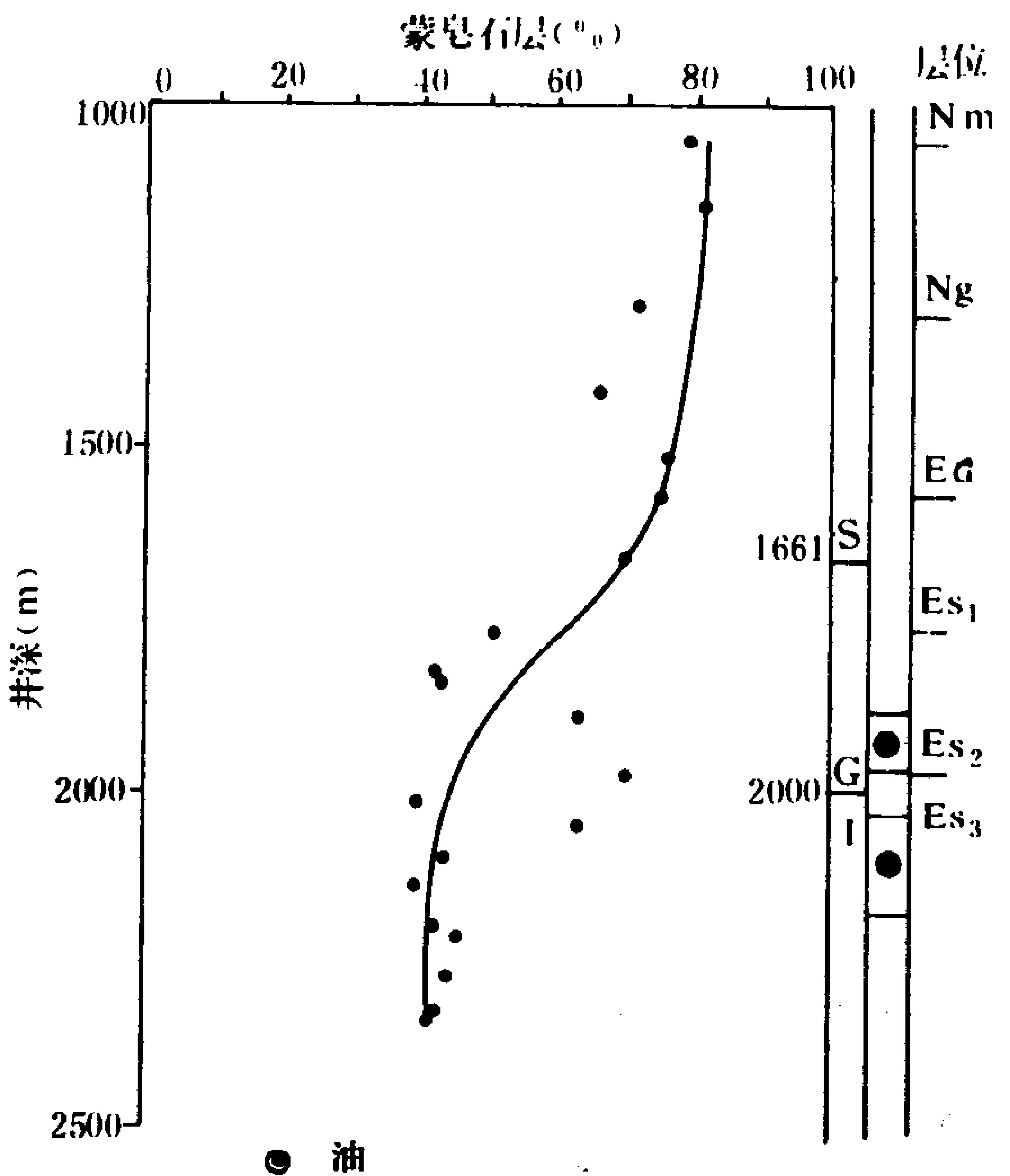


图 3-50 东营凹陷 3-5-11 井伊／蒙混层粘土矿物演化曲线

S—蒙皂石带；G—渐变带；Ⅰ—第一迅速转化带；Ⅱ—第二迅速转化带；Ⅲ—第三转化带

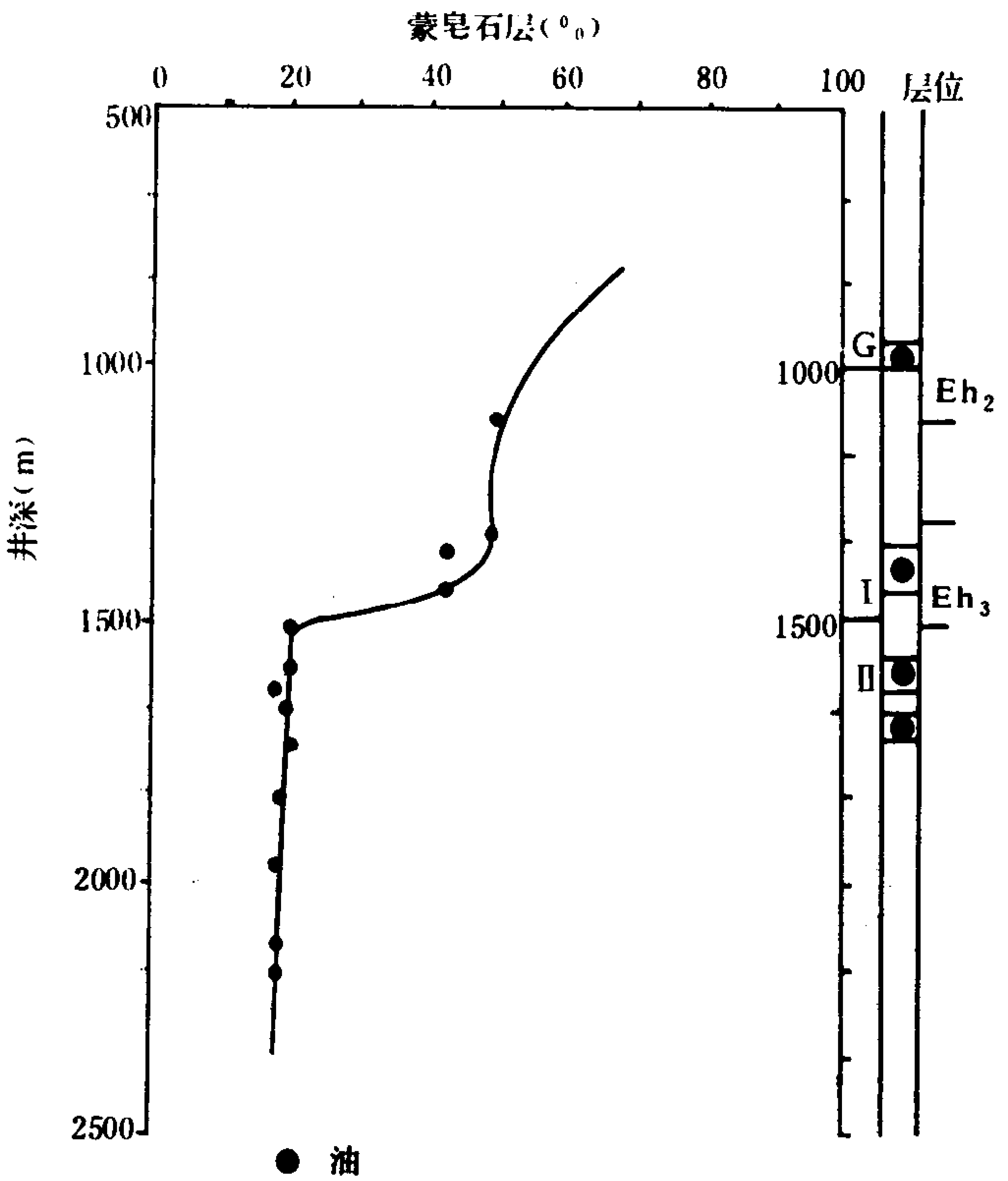


图 3-51 泌阳凹陷双河地区伊／蒙混层粘土矿物演化曲线

图上符号意义同图 3-50

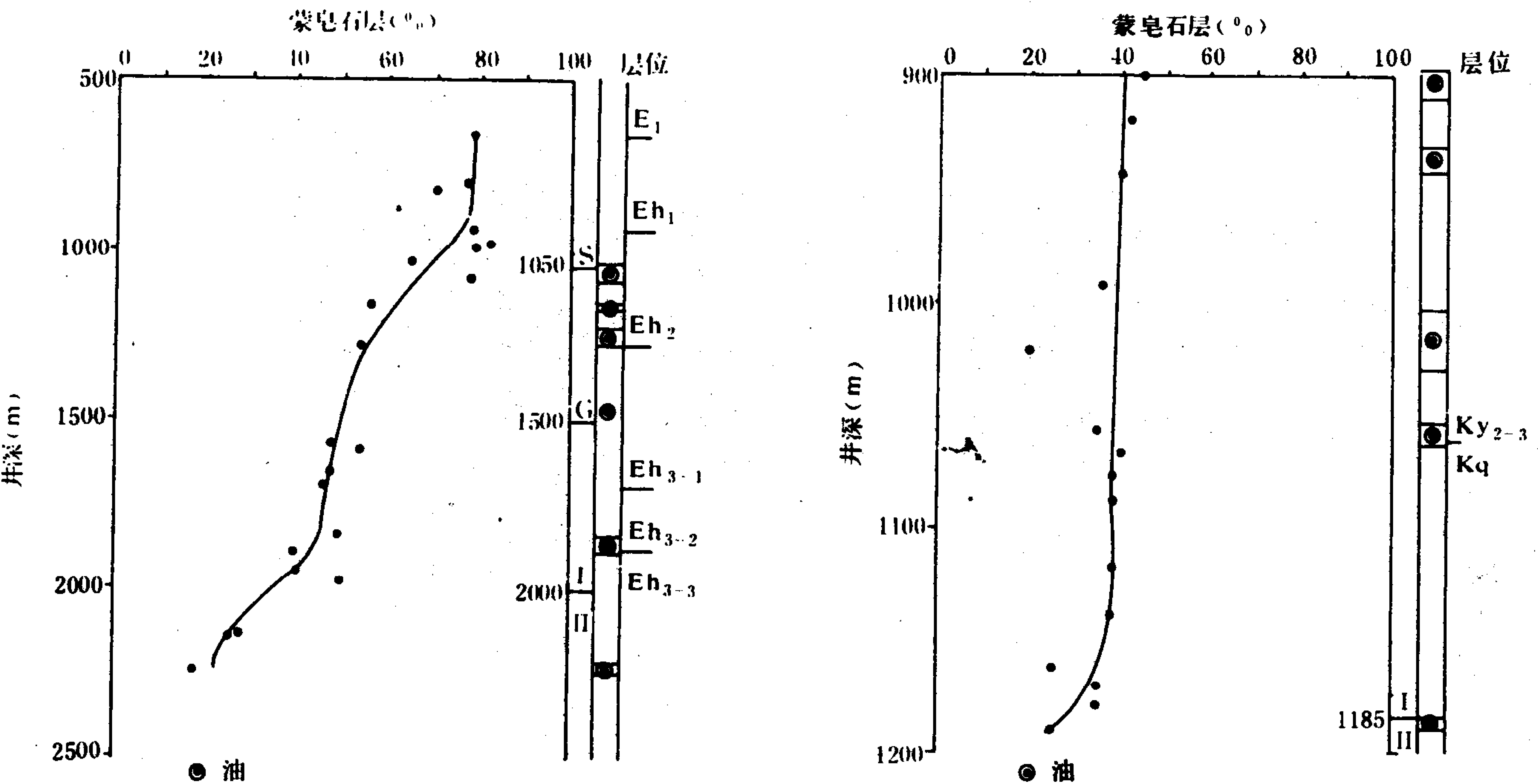


图 3-52　泌阳凹陷下二门地区伊/蒙混层粘土矿物演化曲线

图上符号意义同图 3-50

图 3-53　松辽盆地中检 7-3 井伊/蒙混层粘土矿物演化曲线

图上符号意义同图 3-50

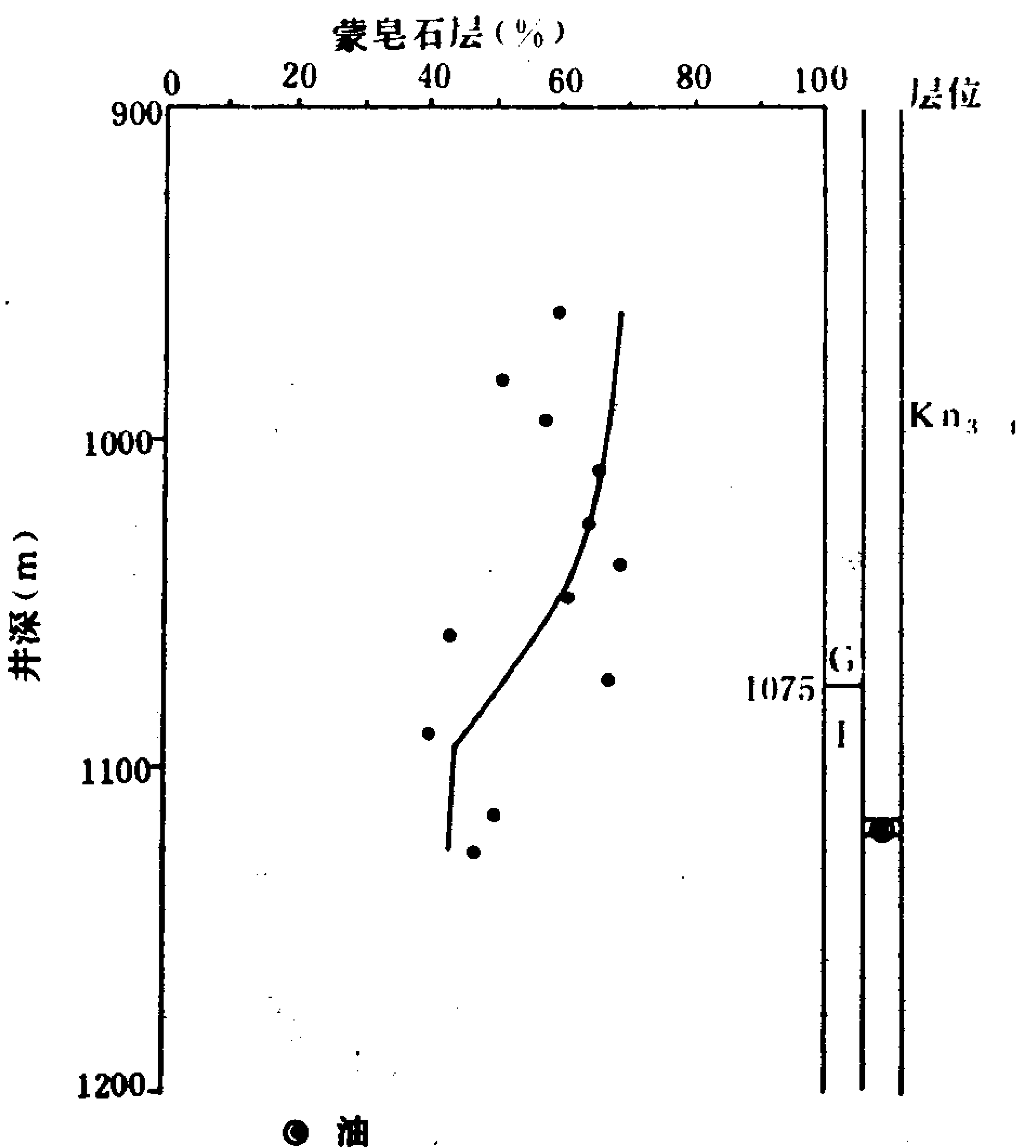


图 3-54 松辽盆地龙 8 井伊/蒙混层粘土矿物演化曲线

图上符号意义同图 3-50

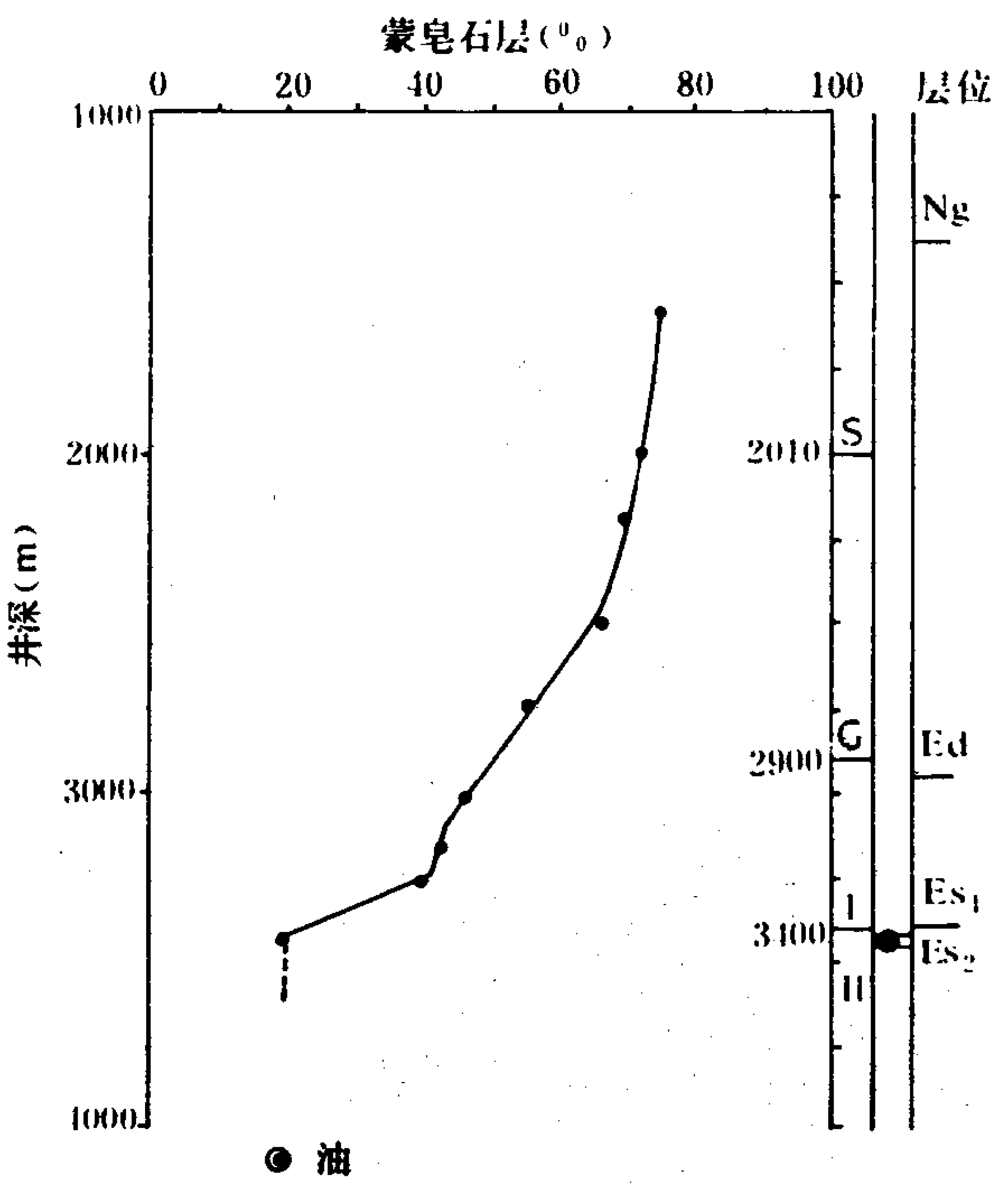


图 3-55 辽河盆地锦 101 井伊/蒙混层粘土矿物演化曲线

图上符号意义同图 3-50

图 3-56　柴达木盆地旱二井 C／S 混层粘土矿物演化曲线

图上符号意义同图 3-50

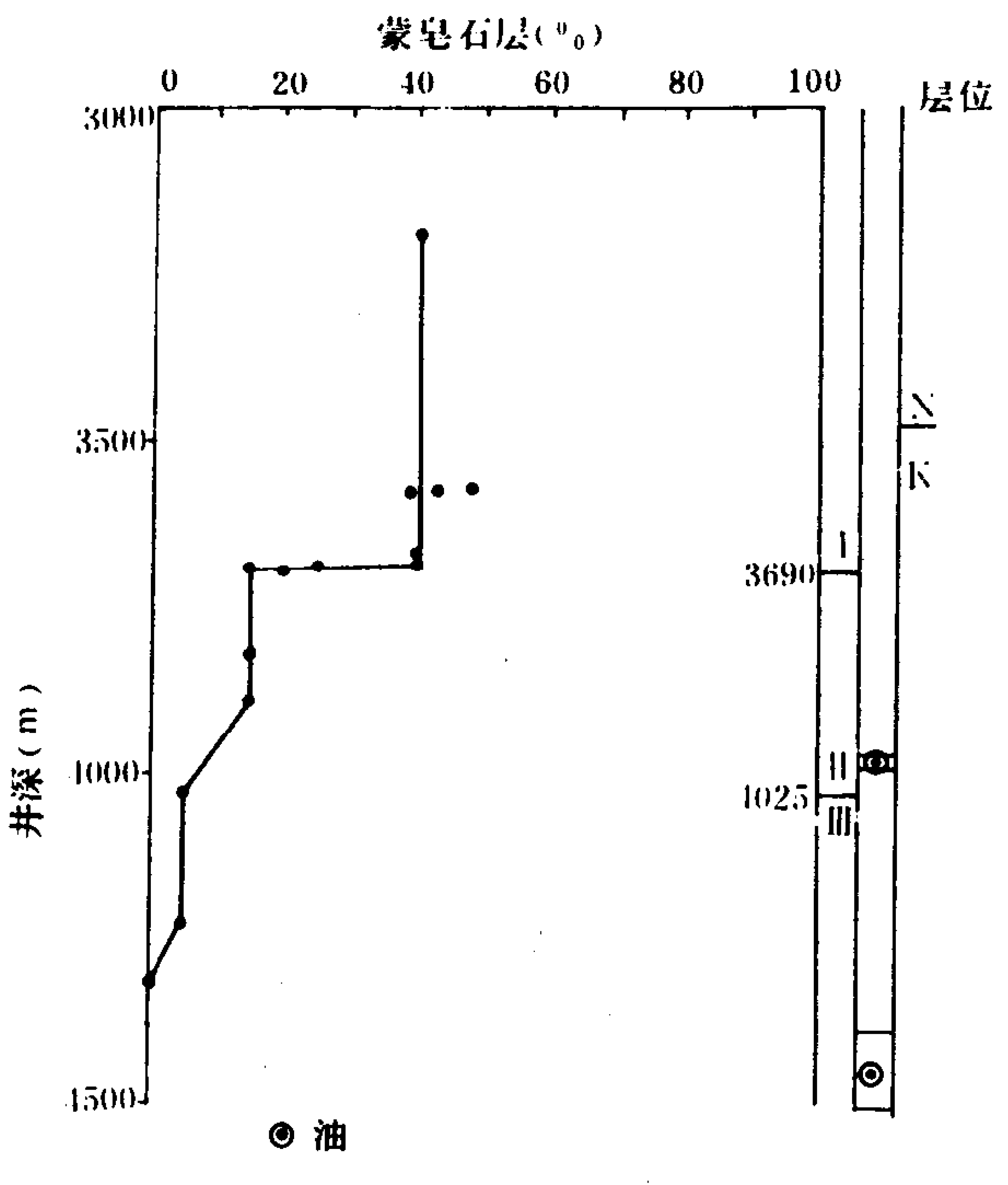


图 3-57　酒西盆地西参一井伊／蒙混层粘土矿物演化曲线

图上符号意义同图 3-50

8.酒西盆地青西凹陷西参一井

它的第三转化带顶界井深4025m，油层在3968.4～3986和4385～4509m，分别处于第二转化带和第三转化带内（图3–57）。其中4500.64m原油的相对密度（20℃）为0.8968。

9.冀中坳陷廊固凹陷的曹五井

其第二迅速转化带顶界井深在3150m，第三转化带顶界井深4190m，油层分布在3105～3951m井段，它处于第二迅速转化带里。其中3944.6～3962m的原油相对密度为0.8076。而在4014～4017m和4444～4445m井段有气，所以气层是分布在第三转化带里（图3–58）。

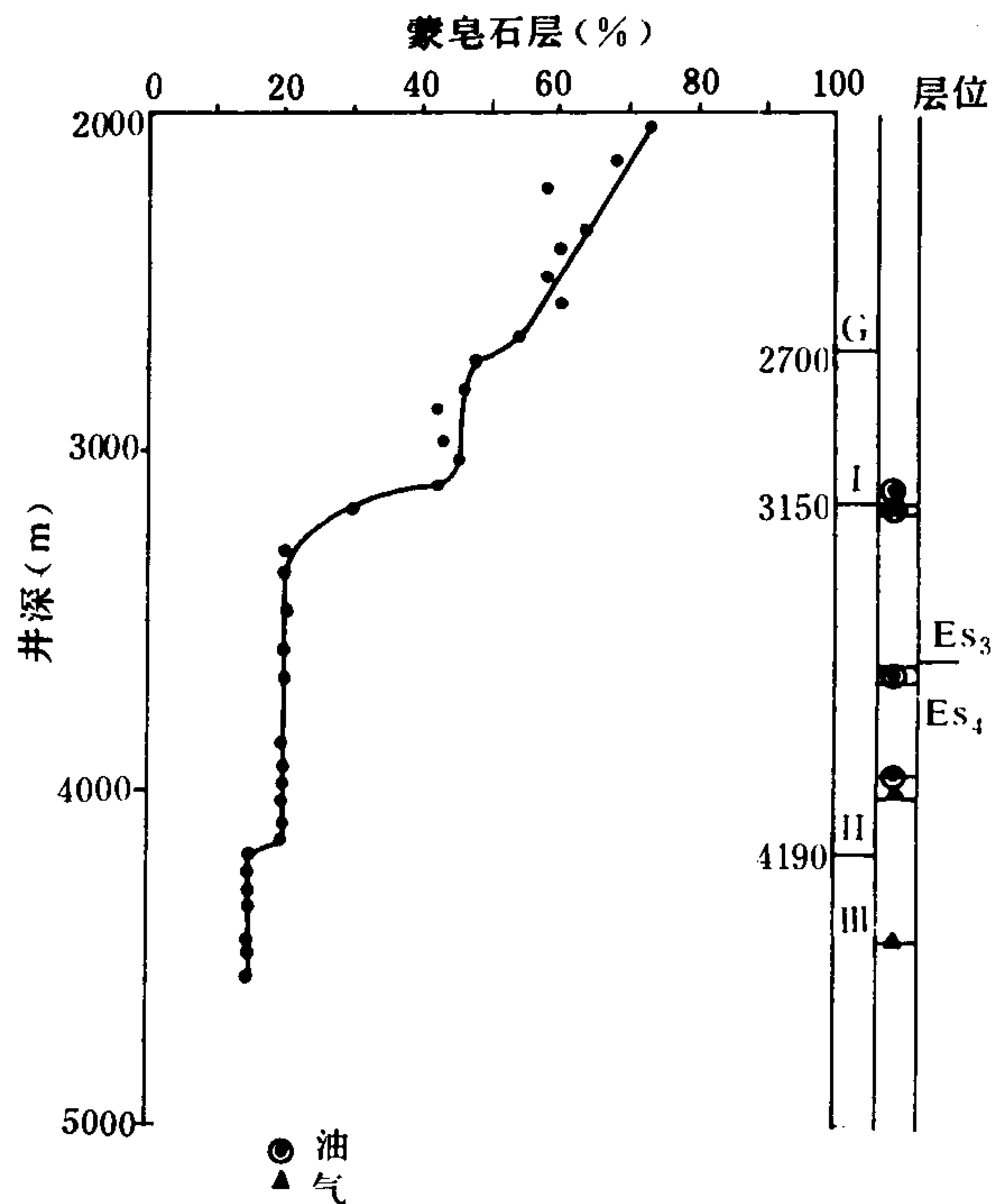


图3–58　廊固凹陷曹五井伊／蒙混层粘土矿物演化曲线

图上符号意义同图3–50

10.东濮凹陷的前梨园洼陷

根据濮深四井和前参二井的分析资料，第二迅速转化带顶界井深为2495m；第三转化带顶界井深为4000m。该洼陷2700～4100m井段里见数层油气显示，而在4100～5500m井段见多层气层（图3–59）。

综上所述，各盆地的油层或含油显示多分布在第一、第二迅速转化带井段附近，而轻质油和气则主要分布在第三转化带里。

（五）陆相碎屑岩储集层中次生孔隙的分布规律

次生孔隙在我国各盆地储集层中的分布是普遍的，油气的聚集往往与次生孔隙的发育有关。因而这种储集层构成了我国各油田的主要产层，所以对次生孔隙分布规律的研究是非常重要的。

1.次生孔隙的识别标志

据我国各油田储集层铸体薄片的观察资料，可以从以下几方面来识别次生孔隙:

1）岩石的机械压实作用较强，颗粒之间接触紧密，但局部孔隙发育；而且在岩芯上孔隙的分布有的具方向性，如沿微裂缝或层间缝分布。

2）孔隙的分布很不均匀，形状也不规则，孔隙大小相差悬殊，有较大的，也有较小的。喉道的大小及形状也有较大变化，有的孔径很大而喉道却很小，如有的孔径为0.05～0.15mm，而喉道在薄片下见到的大多<0.01mm。岩石颗粒间呈线状或凹凸状接触，所以孔／喉比值大，其渗透率往往较低。

3）石英等碎屑颗粒边缘被溶蚀，形状不规则（有的呈锯齿状）。这在北部湾涠洲地区下第三系流沙港组，胜坨油田下第三系沙河街组以及辽河油田的沙河街组等储集层中均可见到(图版3、4)。

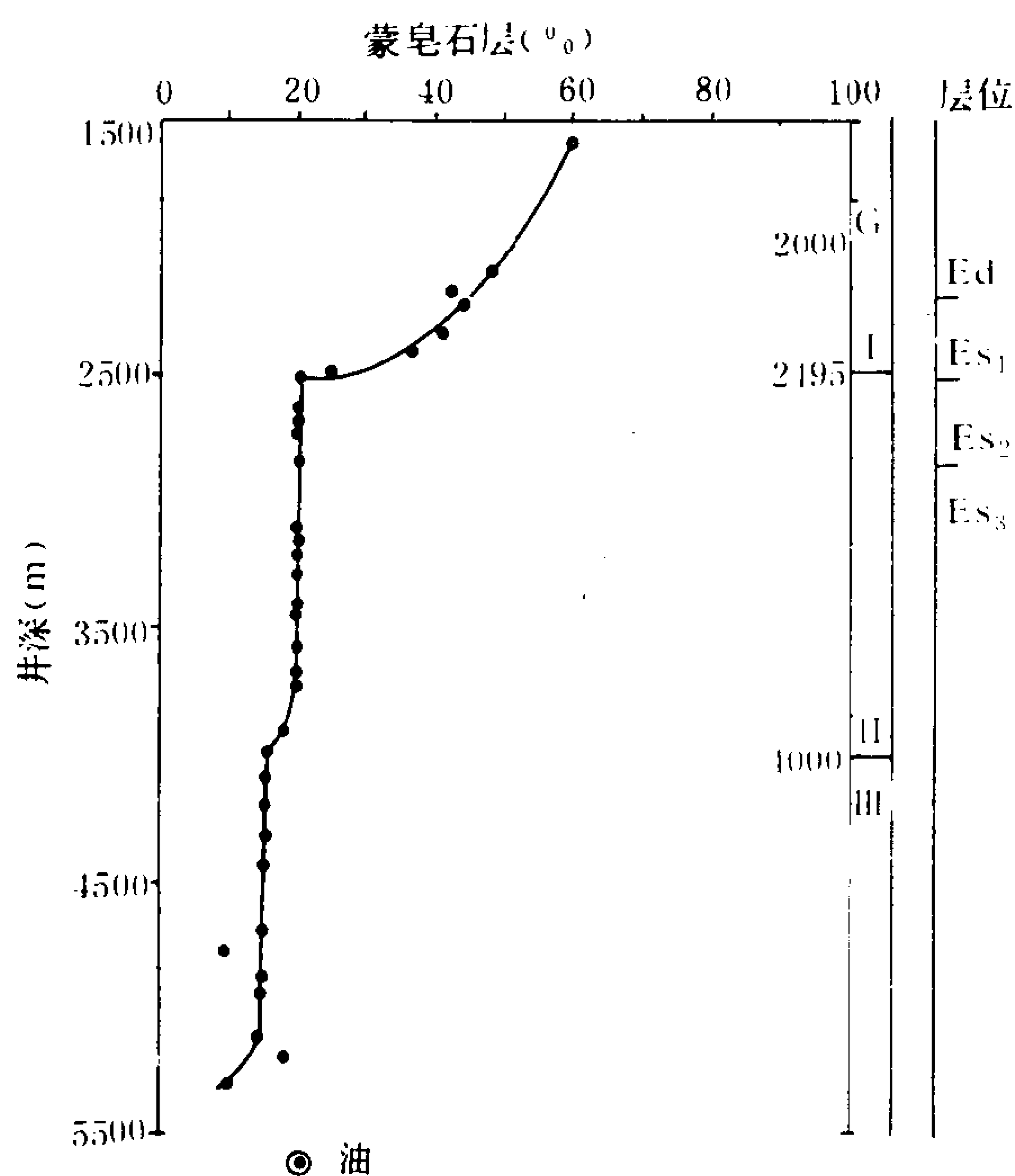


图 3-59　东濮凹陷濮深四井伊／蒙混层粘土矿物演化曲线

图上符号意义同图 3-50

颗粒边缘不规则究竟是溶蚀还是次生加大的结果，这就需要用阴极发光显微镜来区分，因为加大的石英一般不发光或有棕色发光，而碎屑石英则是发光的，同时，来自不同母岩区的石英，它们的发光也不同；高温石英呈蓝色或紫色光，变质石英一般呈棕色光。

4）在粒间孔隙中常见到碳酸盐胶结物的溶解残余，如在有的储集层的孔隙中，可见到石英颗粒边缘残留有垂直石英颗粒的方解石胶结物，其中有的已被溶解成港湾状（图版 5、6）。在薄片中，方解石的溶解残余有时观察得不十分清楚，而在阴极发光下则很清晰。即使是很细小的方解石溶解残余晶体，由于它在阴极发光下呈橙色光，所以很容易识别（图版 7、8）。

5）胶结物的局部溶解。方解石、硬石膏等胶结物内的溶解以及胶结物被溶后呈斑点状或分散状的分布，有的连晶状方解石胶结物局部被溶后，在光性上却呈一致消光，这也是它局部被溶的标志。

6）长石等碎屑颗粒溶解。长石的溶解现象较为常见，如有的被溶后呈蜂窝状，有的几乎全部被溶而留下网状格架。长石的溶解可以在成岩阶段的岩石中见到。这可能是早期酸性水溶蚀的结果，也可以在后生作用阶段，由于有机质脱羧基使水质变酸性而溶解长石。在后生期长石的溶解似更为普遍，这与油田水中富含有机酸、特别是双官能团羧酸阴离子的存在有关，它能有效地增加铝的活泼性，使铝硅酸盐骨架颗粒变得不稳定而被溶解和搬运。此外，某些暗色矿物和喷出岩岩屑也可见溶蚀现象。

7）铸模孔隙。它包括生物化石和某些矿物被溶后留下的孔隙。

8）过大孔隙。这是骨架颗粒与其胶结物一起被溶蚀的结果。在确定是否是过大孔隙时，应排除在作铸体薄片前有无人为掉粒的问题，因此应结合实际岩芯观察以判别其真假。

9）岩石及颗粒破碎形成的缝隙。这在后生作用较强的岩石中很常见。由于机械压实和化学胶结作用使岩石变得致密，在构造应力作用下，它易产生微裂缝。裂缝可能穿过颗粒，也可能分布在粒间，在裂缝发育处也往往有次生孔隙的分布。

2.次生孔隙的空间分布

在空间上次生孔隙的分布与砂体的沉积相带有密切关系。不同砂体和不同沉积相带的储集层，其沉积时的水动力条件是不同的，因而在岩石成分、结构构造、胶结物及杂基含量上也表现出明显差异。水动力条件较强、分选较好的相带，如三角洲前缘砂体、水下扇的扇中水道及其前缘砂体泥质等杂基含量较少，往往有较高的原始孔隙。它们早期被碳酸盐类矿物胶结而在后期胶结物又被溶解，所以是次生孔隙发育的有利相带。

次生孔隙分布与相带有密切关系的实例有:

1）辽河西部凹陷欢喜岭（齐—欢—双）地区沙河街组二段的扇三角洲砂体储集层在沙二下段沉积时，湖盆处于收缩、水体变浅的时期，沉积了一套以砂岩、砂质砾岩为主夹灰色泥岩、页岩及碳质页岩的沉积物。砂岩多为不等粒岩屑砂岩，且分选差。岩屑含量较高，有的达 60～90%，一般也在 30～50%，长石一般为 15～30%，石英为 20～40%。所以不论从矿物成熟度还是结构成熟度来看，都反映出它们是一套近物源的砂体，但具有较好的储油物性，孔隙度一般为 17～23%，渗透率可达 $230\times10^{-3}\sim1200\times10^{-3}\mu m^2$。其物性较好的原因是粘土杂基含量少，一般只有 2～5%，碳酸盐胶结物（包括菱铁矿、铁白云石和方解石等）也只有 5～11%。由于早期胶结物菱铁矿的溶解，因而砂体发育了良好的次生孔隙。从含油较好的砂岩的次生孔隙分布来看，它们多处于水下分流河道、水下分流河口坝以及席状砂相带内。

2）南堡凹陷沙河街组三段的水下扇扇中水道砂体、泌阳凹陷双河油田核桃园组三段的扇中砂体以及东濮凹陷北区沙河街组三角洲相水下分流河道砂体也都发育有次生孔隙。它们的共同特点是砂体沉积时水动力较强，泥质杂基含量相对较少，所以原始孔隙空间较大。尽管它们曾受到后期机械压实作用和化学胶结作用的影响，但由于砂岩有的较粗，抗机械压实能力相对较强，粒间孔隙相对较大，或者由于早期的胶结起了抗机械压实的作用，后期由于酸性水对胶结物的溶解，从而形成了有利于油气储集的次生孔隙。对那些早期缺少碳酸盐胶结物的储集层，会明显受到压实作用的影响，致使颗粒接触强度增加，孔隙明显减少。在较粗的储集层中仍保存有一定的粒间孔，以后酸性水就沿着这些残留的孔隙将长石等不稳定的碎屑颗粒溶解掉，因而仍能形成较多的次生孔隙。这类储集层往往表现出孔径大而喉道小，所以孔／喉比值大，从而具有高孔低渗的特点，因此在储油性能上不及次生粒间孔发育和喉道较大的储集层。

3.次生孔隙的纵向分布及其成因机理

次生孔隙的形成机理，很多学者都作过论述。Knut Bjφrlykke 认为，沉积盆地中孔隙水的成因主要有两种，一种是大气水流入盆地以及与沉积物一起埋藏的孔隙水（原生水），另一种是由沉积物随压实与脱水作用而释放出的孔隙水。

他还提出，沉积盆地中的孔隙水有三种流动方式，即向下流入盆地砂层中的大气水和由于压实作用使之向上流动的孔隙水以及由于温度的差异使水的密度不同而引起对流的孔隙水。

关于产生次生孔隙的不饱和孔隙水，他认为有四种来源:

1）由高的地下水静压水头驱动的大气水。大气水流经砂岩的量取决于流体静水压头的高低、砂岩渗透性的好坏、砂体的相互连通程度和下沉速度。孔隙水的流量和大气水对矿物的不饱和程度将决定对长石等不稳定矿物的淋滤数量。

2）成熟干酪根释放出含二氧化碳的压实孔隙水。Tissot 和 Welte（1978）研究认为，每克腐殖型干酪根可产生 $20cm^3$ 的 CO_2（相当 40mg 的 CO_2）。Hunt（1979）认为，褐煤向无烟煤转变可产生 $75cm^3$ 的 CO_2（相当 145mg 的 CO_2）干酪根可放出一定量的 CO_2，这是造成不饱和孔隙水的重要原因。但 Knut Bjφrlykke 认为，由于干酪根放出的 CO_2 可以与生油岩中的碳酸钙反应，即使富含干酪根的生油岩（10%C），只要含有百分之几的碳酸盐就可以消耗掉大部分 CO_2。所以他提出不能指望含碳酸盐的生油岩能放出较多的 CO_2，并且部分 CO_2 在到达砂层以前会被生油岩中的长石所消耗。所以由 CO_2 溶解砂岩中碳酸盐胶结

物和长石，并以此作为沉积盆地中形成大范围次生孔隙的普遍机理是很难理解的。因此他提出了一个在背斜构造砂岩层中由对流作用而引起沉淀和淋滤作用的理论模式。即当压实的孔隙水在构造顶部由生油岩进入砂层，然后沿背斜构造两翼在砂层底部向向斜方向流动，到向斜部位后孔隙水则转为沿砂岩上部向构造顶部方向流动。在这种对流过程中，孔隙水将把构造顶部砂层上部的碳酸盐溶解掉而沉淀了硅酸盐，相反，在向斜部位的砂层则沉淀碳酸盐而溶解硅酸盐。

3）粘土矿物在转变时脱出的水。据研究，蒙皂石向伊利石转变时有层间水的释出。

4）粘土矿物与碳酸盐反应而释放出的 CO_2。如高岭石和白云母变为镁绿泥石的同时有 CO_2 的放出，可导致深层的溶解作用。

对我国各含油盆地的储集层资料研究表明，深部地层中次生孔隙的分布，除与沉积相带有密切关系外，也与泥岩中混层粘土矿物的转化和脱水过程有关。这表现在第一、第二迅速转化带出现的井段也正是次生孔隙发育的部位。说明混层粘土矿物在转化时伴随有泥岩的脱水过程，它与泥岩突变压实带的井段也是一致的。如东营凹陷在深度 2100～2700m 左右为泥岩突变压实带分布的井段，刚好是第一、第二迅速转化带顶界分布的井段。冀中坳陷泥岩突变压实带井段在 2800～3200m，廊固凹陷曹五井第一、第二迅速转化带顶界也出现在这一井段（图 3-60、图 3-61）。

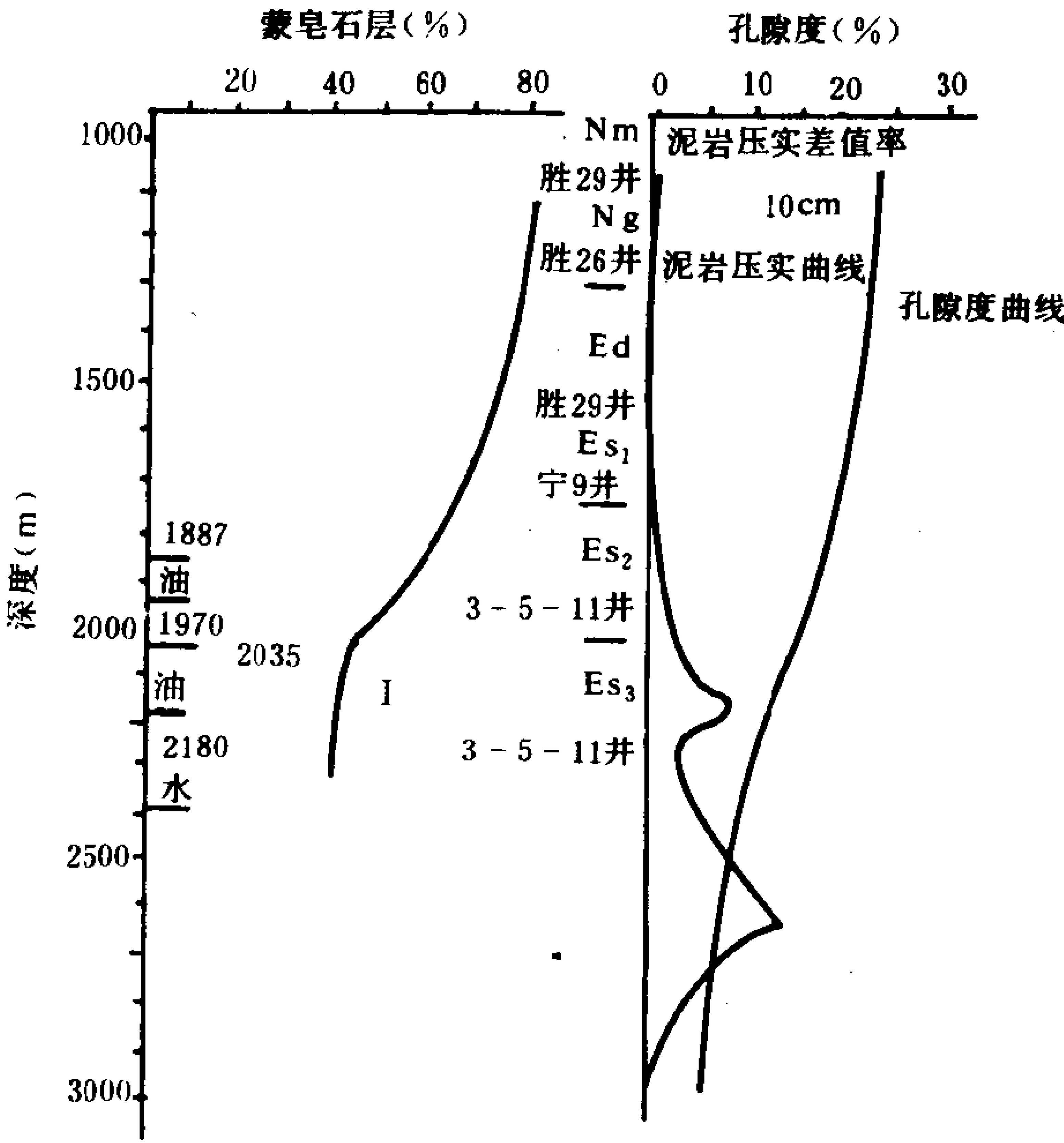


图 3-60 东营凹陷第三系伊／蒙混层转化带演化曲线图

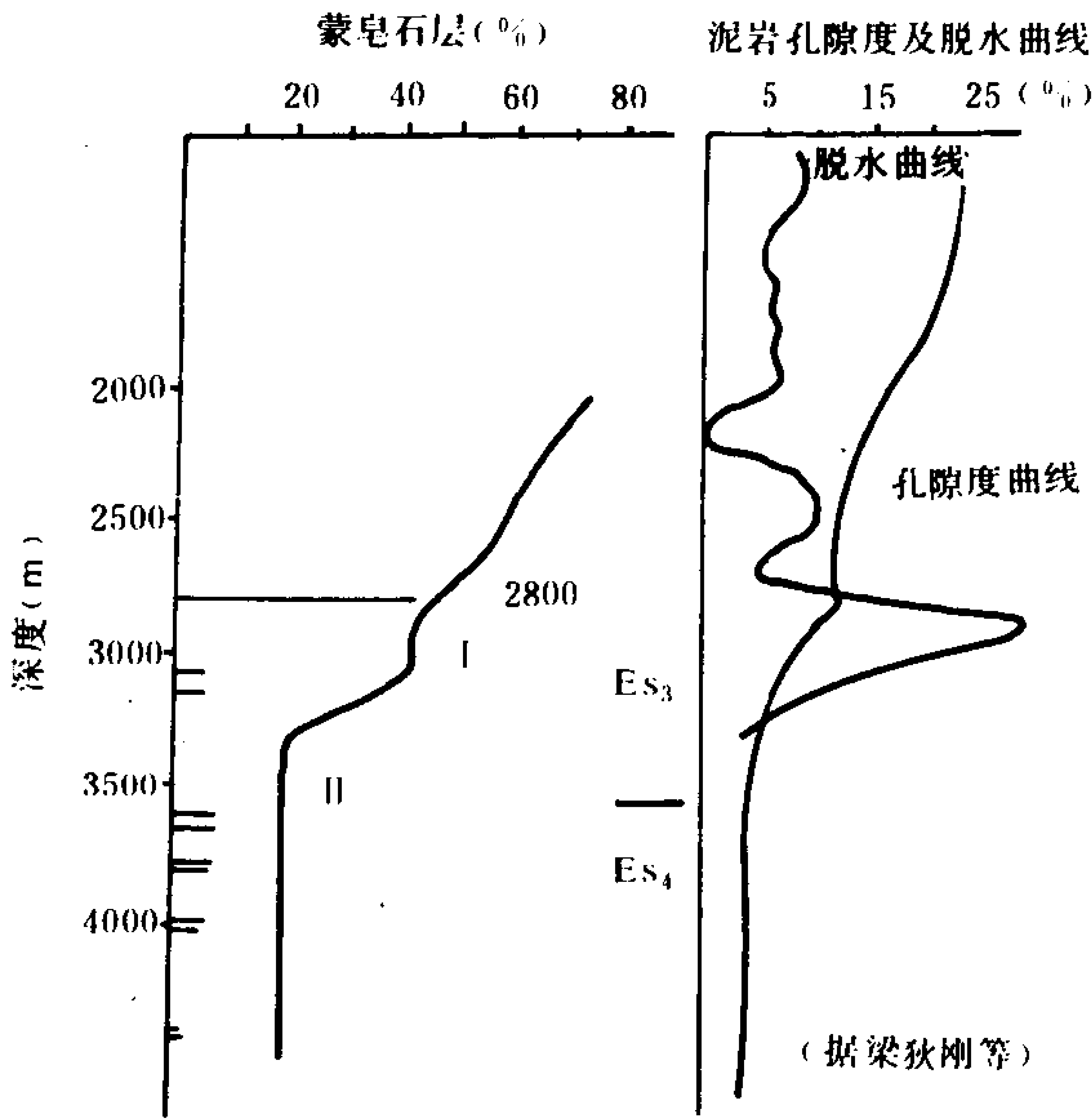


图 3-61 廊固凹陷第三系伊／蒙混层转化带与冀中坳陷泥岩脱水曲线及孔隙度分布图

由此可见，次生孔隙的主要分布井段正是处于混层矿物的两个迅速转化带，即是两次层间水迅速脱出时期，也是泥岩处于突变压实阶段。与此同时，也正是生油岩中有机质开始成熟并有烃类形成的阶段，因此由有机质成熟而产生的酸性水，它对碳酸盐胶结物及碎屑颗粒

（如长石）的溶解作用也是同时发生的（表 3–8）。

表 3–8　次生孔隙发育段与泥岩压实、脱水和混层转化带关系表

<table>
<tr><th colspan="2" rowspan="2">成　岩
阶　段</th><th rowspan="2">有机质
成熟度</th><th colspan="2">混层粘土矿物</th><th rowspan="2">砂岩孔隙
类　型</th><th rowspan="2">泥岩脱水</th><th rowspan="2">泥岩压实
阶　段</th></tr>
<tr><th>转化带</th><th>混层中蒙
皂石层%</th></tr>
<tr><td colspan="2">成岩期</td><td>未成熟</td><td>蒙皂石带</td><td>>70</td><td>原生孔</td><td>孔隙水
脱出带</td><td rowspan="2">初期压实
\|
稳定压实</td></tr>
<tr><td rowspan="5">后
生
期</td><td>早</td><td>半成熟</td><td>渐变带</td><td>70～50</td><td>混合孔</td><td>层间水
稳定带</td></tr>
<tr><td rowspan="3">中</td><td>低成熟</td><td>第一迅速
转化带</td><td>50～35</td><td rowspan="2">次生孔</td><td rowspan="2">层间水
快速
脱出带</td><td>突变压实</td></tr>
<tr><td>成　熟</td><td>第二迅速
转化带</td><td>20+</td><td rowspan="3">紧密压实</td></tr>
<tr><td>高成熟</td><td>第三迅速
转化带</td><td><15</td><td>少量次生
孔及裂缝</td><td rowspan="2">深埋缓慢
脱水带</td></tr>
<tr><td>晚</td><td>过成熟</td><td>混层消失</td><td></td><td>裂　缝</td></tr>
</table>

在碎屑岩储集层的埋藏过程中，其次生孔隙的分布特点还表明，它主要受混层粘土矿物转化时层间水的释放时期所控制。这表现在如果两个迅速转化带的分布井段浅，则次生孔隙发育的井段亦浅，反之，如转化带分布深度大，则次生孔隙分布深度亦大。

混层转化带与次生孔隙分布的这种关系，还可以由有机酸的产生以及随着地层温度的升高，有机酸的类型和浓度所发生的变化来说明。Surdam 等人（1989）在"有机–无机反应和砂岩成岩作用"一文中，论述了砂岩中的有机溶液可由干酪根的羰基或酚基受热裂解或氧化裂解而产生，并形成水溶有机酸。它们对碳酸盐和铝硅酸盐类的稳定性有较大的影响。

Carothers，W.W，和 Rharaka，Y.K.于 1978 年发现（Surdam，1989），油田水中羧酸阴离子在 80～120℃时特别明显，其最大浓度峰出现在 80～100℃这一温度范围，含量可达 5000ppm；据 Surdam 等人分析结果甚至可达 10000ppm。油田水中出现有机酸浓度最大的温度范围，也刚好是第一、第二迅速转化带出现的温度范围，这暗示着 I／S 混层的两个迅速转化带的转化时间、温度与油田水中有机酸的最大浓度出现的时间和温度相吻合。所以这一研究结果对次生孔隙为什么在后生作用中期的两个迅速转化带井段内发育的解释提供了依据。在温度＜80℃时，虽然也可以产生羧酸阴离子，但由于细菌的活动消耗了这些短链有机基团，所以羧酸阴离子浓度较低。而当温度在 120～200℃时，羧酸又会因脱羧基作用而破坏（$CH_3COOH \rightarrow CH_4 + CO_2$），致使羧酸减少而 CO_2 分压（P_{CO_2}）增加。这又补充说明了在后生作用早期的 I／S 混层粘土矿物的渐变带里可见少量次生孔隙，以及在后生作用中期的 I／S 混层粘土矿物第三转化带里只有少量次生孔隙并有含铁碳酸盐的胶结的原因（图 3–62）。我们对南堡凹陷高尚堡油田等 28 个油田水中的有机酸分析结果证明了这一点。有机酸的最大浓度分布井段与无序混层开始转变为部分有序混层和有序混层的时间、温度相一致，次生孔隙也开始发育。

4.次生孔隙发育带和油层埋藏深度差别的控制因素分析

前文已经阐明了次生孔隙发育带和油层的分布与混层转化带之间的关系，并指出可以根据混层转化带的分布来预测次生孔隙发育带和可能的油气分布井段。但是不同沉积盆地次生孔隙发育带和油层分布的深度有很大差别，这与混层转化带在各盆地出现的深度和演化的程度有关（图 3–63）。

如松辽盆地、二连盆地以及南襄盆地的泌阳凹陷，它们的混层转化带分布深度较浅。第一迅速转化带顶界出现的深度一般在 860～1200m 左右，第二迅速转化带顶界分布在 1100～2000m 的井段。渤海湾地区的几个坳陷，如济阳、冀中、辽河等坳陷则相对较深，第一迅速转化带一般分布在 1600～2000m，深的达 2700～2900m；第二迅速转化带一般在 2700～3150m，深的达 3400～3750m。此外，即使在同一坳（凹）陷内的不同构造部位，转化带的分布深度也有差别。如泌阳凹陷古城地区，第一迅速转化带顶界在 770m，第二迅速转化带顶界在 1008m；双河油田分别在 1000m 和 1500m，而下二门油田则分别在 1500m 和 2000m。可见各转化带的分布深度在各地是不同的。而且分布的层位也各有不同，它们可以在不同地质时代的地层中出现。从我们现有分析资料来看，年代老的如鄂尔多斯盆地的侏罗纪和三叠纪泥岩，新的如渤海湾地区的第三纪泥岩和柴达木盆地的晚第三纪泥岩中都可出现转化带。这说明不论是年代老的地层还是年代新的地层，也不论是埋藏较深的地层或是埋藏较浅的地层都可以有转化带存在。这证明混层转化带的分布不受地层年代和埋深的控制，而主要是受温度所控制。也就是说，只有当这些地层达到一定温度时，蒙皂石才向 I／S 混层转变。

Burst，J.F.1969 年认为（Rieke Ⅲand Chilingarian，1974），在压实作用下层间水的排出主要取决于温度，其温度范围为 93～110℃。Boles 和 Franks（1979）认为，由无序混层向有序混层转变的温度大致在 100℃。关于这一温度 Chang（1986）定为 90～100℃，Perry 和 Hower（1970）提出了类似的温度范围，而 Freed（1979）则认为大约是 120℃，Horton（1985）也定为 120℃。

根据我们的分析资料，按部分地区测温资料所得的地温梯度推算 I／S 混层各转化带的温度。东营凹陷胜坨油田 2200m 处的温度为 93℃，根据地温梯度推算其第一迅速转化带顶界（2000m）温度为 86℃左右，第二迅速转化带（2700m 左右）顶界温度为 110℃。中原油田濮城、桥口、文留、新胡等地区第一迅速转化带顶界（2000m）温度为 82～89℃，第二迅速转化带顶界（2500m）温度为 95～104℃，第三转化带顶界（4000m 左右）为 140～150℃。柴达木盆地旱二井的 C／S 混层，按地温梯度计算，第一迅速转化带顶界（2000m）温度为 88℃，第二迅速转化带顶界（2500m 左右）为 103℃，第三转化带顶界（3800m）温度为 141℃左右。根据上述地区所测得的地温资料，我们初步确定第一迅速转化带顶界温度为 80～90℃，第二迅速转化带顶界温度为 95～110℃，第三转化带顶界温度为 140～150℃左右。

应该指出，蒙皂石向 I／S 混层转变虽主要受温度控制，但沉积或成岩过程中孔隙水的性质，特别是 K_2O 的富集程度对蒙皂石的转化也有明显的影响。林西生曾用孤东油田 12–8 井井深 1340m 的蒙皂石样品，在不同浓度的 KCl 溶液中进行饱和，然后用电子探针分别测定其 K_2O 含量，结果表明，随着 KCl 浓度的增加，试样的 K_2O 含量由 2.62%增至 4.26%。可见在富钾的水介质中，蒙皂石可能很快转化为 I／S 混层矿物。Chang 等（1986）也提到除温度这个主要影响因素外，岩石成分和渗透性也有影响。Anjos（1986）

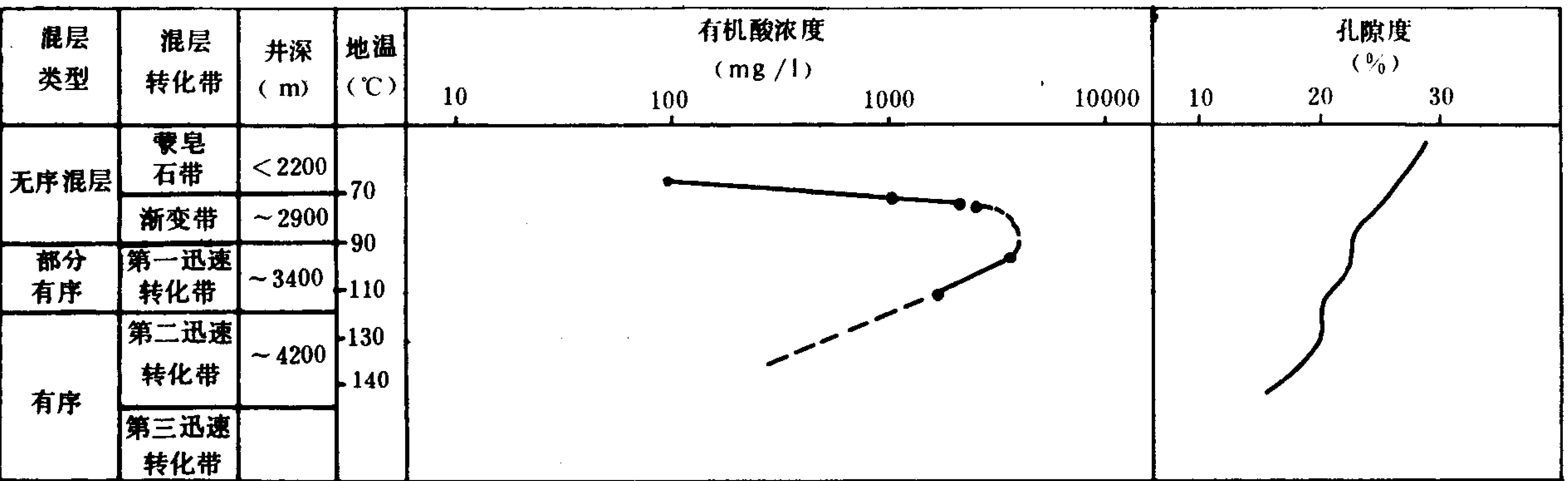


图 3-62 高尚堡油田油田水中有机酸浓度与温度、混层转化带和孔隙度关系图

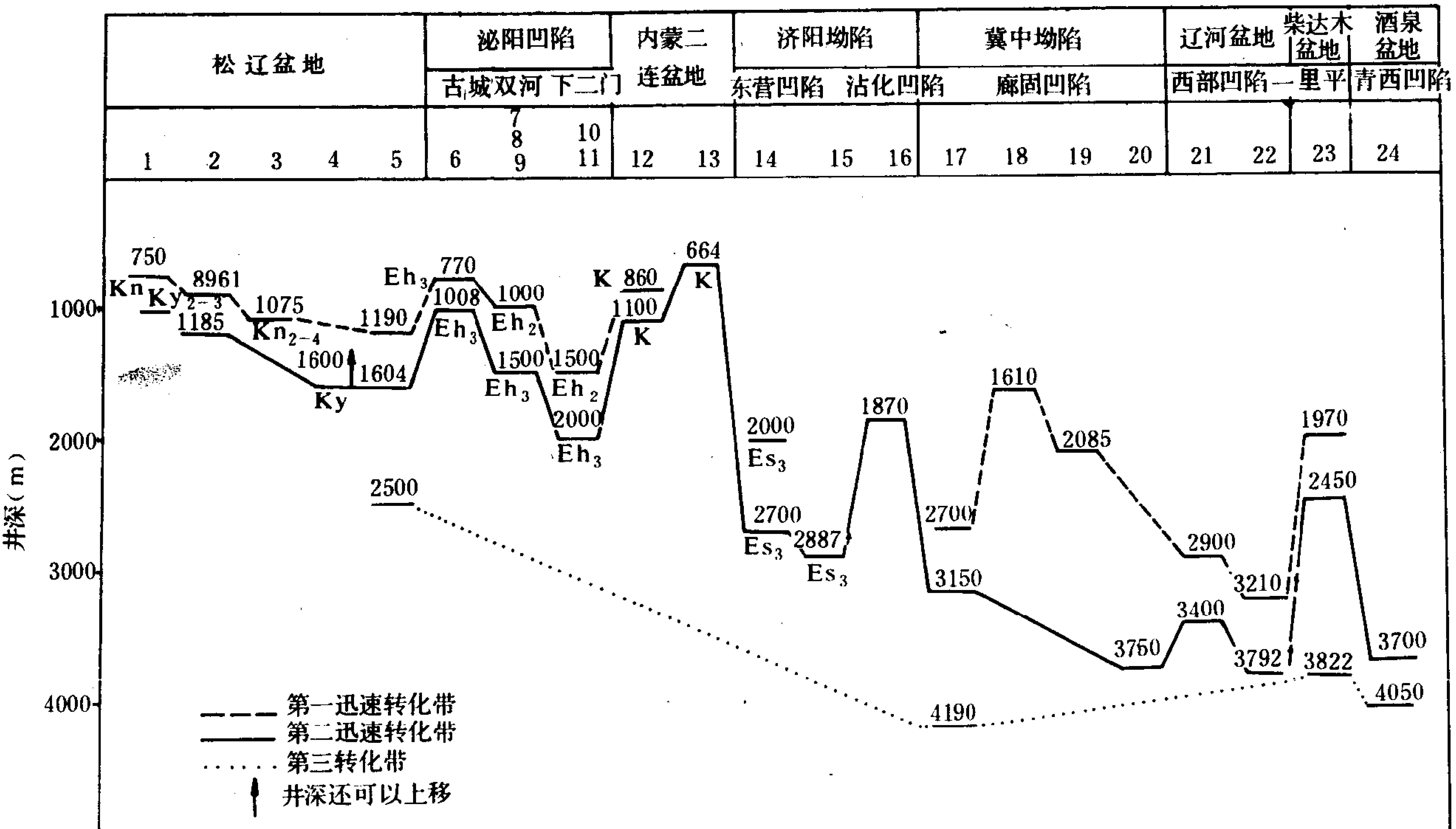


图 3-63 各油区伊利石/蒙皂石或绿泥石/蒙皂石混层第一、第二迅速转化带分布深度图

还提到年代对混层转化的部分影响。所以研究混层转化时还应结合地质条件进行具体分析。如我们在研究富火山碎屑物质的储集层中发现，有时出现蒙皂石和有序混层矿物同时存在，而且蒙皂石层在混层中仅占30%以下。这说明当火山碎屑成分含量较高时，由于储集层的渗透性较差，部分火山碎屑物质中的蒙皂石没有转化，而另一部分火山碎屑和杂基中的蒙皂石却随着温度的升高和受孔隙水的影响已经转化了。尽管如此，我国大多数沉积盆地的钻井剖面分析资料表明，I／S混层的演化规律是明显的，而且可与有机质的演化、次生孔隙发育带的分布相对应，证明了温度和水介质是主要控制因素。

各盆地地层温度的高低，与各盆地地温场的高低及生、储油层的沉积埋藏史有关，因此次生孔隙发育带和油气的分布也随着各盆地地温场的高低和埋藏史的不同而有所不同。地温高的地区有机质成熟和混层粘土矿物转化快，生、储油层埋深小；地温低的地区则有机质成熟和混层粘土矿物转化慢，生、储油层埋深大。因此我们可以根据各混层粘土矿物转化带出现的井段，参考自生矿物及其包裹体的均一化温度和各井实测的井温资料来计算各井的地温梯度。

如松辽盆地古龙地区，根据英15井、英3井粘土矿物转化带计算的地温梯度为4.6℃。泌阳凹陷双河油田计算的地温梯度为4.3℃。下二门油田为3.7℃。二连盆地额合宝力格凹陷阿三井其地温梯度为3.9℃。而辽河盆地的锦101井和廊固凹陷曹5井分别为2.5℃和3.2℃。因此，松辽盆地、泌阳凹陷、二连盆地地温梯度高，生油层和储油层具有有机质转化快、埋藏浅的特点。如双河油田双浅1井、双3115井、双1009井区内，埋深在1000～1500m井段的砂岩中已有次生孔隙的发育，并有铁白云石出现，泥岩中I／S混层矿物的蒙皂石含量占40%左右，因此可以认为在1000～1500m井段的生油层处于低成熟阶段，1500m以下属成熟的生油层。这与双河地区镜质体反射率值，经荧光强度测量所得到的生油门限在1400m左右是一致的。再如松辽盆地龙虎泡地区的龙8井和古龙地区的英15井，第一迅速转化带在井深1190m左右，第二迅速转化带在1600m左右。二连盆地阿三井这两个转化带的井深分别在860m和1100m。这些资料说明，这三个地区地温梯度是高的。

而影响地层地温场高低的因素可能与地壳厚度、火山活动和岩浆岩及构造断裂而产生的热源有关。如松辽盆地中央部位，地壳厚仅29km，其平均大地热流值较高，所以地温高。现代板块研究表明，在板块边界发生的近代火山作用与岩浆活动，对地热异常的形成有很大影响。板块的边界是区域地热异常的主要展布地带，其面积虽然相对较小，但其地温梯度则大大超过地壳平均值（3℃／100m）。二连盆地正处于古西伯利亚板块和中国板块碰撞的缝合地带，它经历了多次岩浆活动，进入中生代后，该盆地仍有频繁的岩浆侵入和喷发活动，所以地温较高，如阿二井实测地温梯度为4.92℃／100m、赛一井为4℃／100m。此外，花岗岩的分布也为热量提供来源，因它含有铀、钍、钾等几种放射性元素，其发热量要比玄武岩和超基性岩大得多。松辽盆地和泌阳凹陷有燕山期花岗岩的分布，可能是引起这两个地区地温高的原因。当然有继承性大断裂的发育，为热量的产生和扩散提供了通道，并有好的封闭条件，使热量不易散失。而造成地温梯度低的原因，除上述地壳厚度、岩浆活动等因素外，显然与地层的埋藏史有密切关系。如果是早期强烈沉降、后期多次抬升并遭受短暂剥蚀的湖盆，那么它不能使早期沉积的生油层继续深埋，因而不利于有机质转化，只有待其上覆地层继续堆积深埋后，使早期沉积的生油层达到有机质所需的温度时才有油气的生成和聚集。

如松辽盆地的白垩系，在其主要生油层青山口组沉积之后，湖盆上升沉积了姚家组，接着湖盆又一次下沉，沉积了深湖相的嫩江组，这对青山口组生油层的继续深埋，并使有机质

转化和成熟起了重要作用。由于连续沉降和深埋，且地温较高，所以生油层中有机质转化和成熟快，油层埋藏也浅。

相反，酒西盆地的青西凹陷，其生油层虽然与松辽盆地一样都是白垩系，但从其I/S混层中蒙皂石层含量的变化来看，白垩系上部和第三系底部的地层已进入第一迅速转化带，而在深度3700m左右才进入第二迅速转化带，显然它的生油门限要比松辽盆地白垩系生油岩的深度大得多。造成这一差别的主要地质因素是青西凹陷白垩系沉积之后，湖盆上升，其间有很长时间的沉积间断而没有接受沉积，使早期沉积的生油岩没有继续深埋，因而地温低不能使有机质迅速转化；直到上覆的第三系沉积之后，它才深埋下去，因此它主要是在第三系沉积之后才开始生油的，这样就构成了白垩系生油和第三系储油的不连续的成油组合。

5.不同地温梯度区I/S混层转化带、次生孔隙发育带和油气分布井段预测

我们综合各盆地地温梯度资料，按地温梯度大小分为高地温梯度区、中等地温梯度区和低地温梯度区。不同地温梯度区的混层转化带的分布深度及油气的分布是不同的（表3–9）。

表3–9 不同地温区混层转化带、次生孔隙及油气分布井段预测表

地温梯度分级	各混层转化带顶界深度(m)			预测次生孔隙及油层分布井段(m)	预测轻质油和气层分布井段(m)	备注
	第一迅速转化带	第二迅速转化带	第三转化带			
高地温梯度区 >3.7°C/100m	1000–1500	1500–2000	>2500	1000–2500	>2500	次生油气藏除外
中等地温梯度区 3~3.7°C/100m	2000–2700	2500–3100	3800–4200	2000–4000	>4000	
低地温梯度区 <3°C/100m	2900–3200	3400–3700	>4000	2900–4000+	>4000	

(1) 高地温梯度区

其地温梯度>3.7℃/100m。这类地区的混层转化带深度均较浅，第一迅速转化带一般在1000~1500m井段，第二迅速转化带一般在1500~2000m井段，第三转化带大致在井深2500m。这类地区的油层和次生孔隙主要分布在1000~2500m井段，孔隙度一般为10~20%；而井深2500m以下有轻质油及气层的分布。这些储集层的孔隙度一般<10%，且有微裂缝的分布，并伴随有次生孔隙。

(2) 中等地温梯度区

其地温梯度在3~3.7℃/100m。它的第一迅速转化带的井深在2000~2700m井段，第二迅速转化带分布在2500~3100m井段，第三转化带分布在3800~4200m井段。油层和次生孔隙主要分布在2000~4000m井段内，>4000m则有气，如廊固凹陷曹五井4014~4017m井段及4444~4445m井段含气。

(3) 低地温梯度区

其地温梯度<3℃/100m，它的第一迅速转化带的深度为2900～3200m，第二迅速转化带的深度为3400～3700m，第三转化带>4000m。这类地区的次生孔隙发育带预计在2900～4000m井段，第三转化带也在井深4000m以下。

根据上述地温梯度区的分类，各含油盆地次生孔隙发育带及主要油层分布井段的预测见表3-10、3-11。

表3-10 各油区新生界次生孔隙分布深度预测

埋深（m）	砂岩孔隙度%（10 20 30）	孔隙类型	东营	东濮	泌阳	北部湾	柴达木	塔里木	成岩阶段		有机质	混层转化带
		原生孔隙发育带							成岩期		未成熟	蒙脱石带 S层>70%
			1700	<1500	<500	1200	1000	3100				
		混合孔隙带							后生期	早	半成熟	渐变带 S层70～50%
			2000	2000	1000	2000	1970	>3200				
		次生孔隙发育带								中	低成熟	第一迅速转化带 S层50～35%
			2700	2500±	2000		2450				成熟	第二迅速转化带 S层20±%
			>3300	4000±	>2700	3200±	3822					
		紧密压实裂缝发育带									高成熟	第三转化带 S层<15%
										晚	过成熟	混层消失
资料依据			东营和沾化凹陷	濮深4 桥20等井	双河 井楼 下二门 古城油田等	湾2 湾4井	一里坪凹陷 旱二井	柯克亚333等井				

表3-11 各油田区中生界和古生界次生孔隙分布深度预测

埋深（m）	砂岩孔隙度%（10 20 30）	孔隙类型	松辽	二连	鄂尔多斯	酒泉	准噶尔		成岩阶段		有机质	混层转化带
		原生孔隙发育带							成岩期		未成熟	蒙脱石带 S层>70%
			700	800								
		混合孔隙带							后生期	早	半成熟	渐变带 S层70～50%
			1000±	1000	<1000	<3000						
		次生孔隙发育带								中	低成熟	第一迅速转化带 S层50～35%
			1600±			3700					成熟	第二迅速转化带 S层20±%
			2500±	>1600		4000	>3000					
		紧密压实裂缝发育带									高成熟	第三转化带 S层<15%
										晚	过成熟	混层消失
资料依据			龙8 徐17 古11 英13等	额尔淖尔凹陷	剖11井	青西凹陷、西参一井 窿二井	二叠系					

参考文献

中国石油学会石油地质委员会编，1988，碎屑岩沉积相研究，石油工业出版社。

中国科学院贵阳地球化学研究所，1982，有机地球化学，科学出版社。

王鸿祯，1986，中国古地理图集，地图出版社。

王思恩等，1985，中国的侏罗系，地质出版社。

王德发、孙永传、郑浚茂等，1987，黄骅坳陷第三系沉积相及沉积环境，地质出版社。

王行信、辛国强，1980，松辽盆地白垩系泥岩粘土矿物的成岩演变规律与油、气分布的关系，石油学报增刊。

王行信，1985，松辽盆地粘土矿物脱水曲线特征及其在找油中的意义，石油勘探与开发，第2期。

王行信，1985，蒙脱石的成岩演变与石油的初次运移，沉积学报，第一期。

王维勇、黄尚瑶等译选，1982，地热基础理论研究，地质出版社。

王英华等，1988，华北地台早古生代碳酸盐岩岩石学，地震出版社。

刘宝珺，1980，沉积岩石学，地质出版社。

叶德胜，1985，国外碳酸盐岩成岩作用研究现状，矿物岩石，第5卷第4期。

朱国华，1985，陕甘宁盆地上三叠系延长统低渗透砂体和次生孔隙砂体的形成，沉积学报，第3卷第2期。

朱国华，1988，陕北延长组成岩圈闭油藏的形成及其重要意义，沉积学报，第6卷第4期。

李云通等，1984，中国的第三系，地质出版社。

吕正谋，1985，山东东营凹陷下第三系砂岩次生孔隙研究，沉积学报，第3卷第2期。

沙庆安等，1986，论成岩作用阶段的划分和术语的选用，岩石学报，第2卷第2期。

应凤祥，1989，混层粘土矿物演化特征及其意义，钻井液与完井液，第6卷第2期。

吴崇筠，1981，湖泊沉积相的划分，石油勘探与开发，第2期。

吴崇筠，1983，构造湖盆三角洲与油气分布，沉积学报，第1卷第1期。

吴崇筠，1985，断陷湖盆中的浊积岩，第二届全国碎屑岩沉积相论文集，石油工业出版社。

吴崇筠，1986，湖盆砂体类型，沉积学报，第4卷第4期。

吴崇筠，1986，对国外浊流沉积和扇三角洲沉积研究的评述，国外浊积岩和扇三角洲研究，石油工业出版社。

应凤祥，1990，X射线衍射分析技术及其地质应用，石油工业出版社。

周廷儒等，1984，中国自然地理，科学出版社。

张万选、张厚福，1981，石油地质学，石油工业出版社。

郝治纯等，1984，中国的白垩系，地质出版社。

杨万里等，1980，松辽湖盆的生油特征及烃类的演化，石油学报，增刊。

廖士范，1983，关于碳酸盐岩（矿）成岩作用阶段划分、稳定同位素特征及表生阶段改造机理的讨论，沉积学报，第1卷第3期。

薛叔浩等，1989，中国中新生代陆相盆地类型特征及其含油气潜力，含油气盆地沉积相与油气分布，石油工业出版社。

薛叔浩等，1988，东濮断陷盐湖盆地沉积体系与油气分布，石油工业出版社。

F.J.朗斯塔夫，粘土矿物和资源地质学，邢顺淦等译，黑龙江科学技术出版社。

Boles, J.R. and Franks, S.G. "Clay diagenesis in Wilcox sandstone of southwest Texas: implication of smectite diagenesis on sandstone cementation" . Jour. of Sedimentary Petrology, Vol. 49, No. 1, P. 0055–0070.

Burtner, R.L. and Warner, M.A. "Relationship between illite / smectite diagenesis and hydroicarbon generation in lower crelaceous Mowry and Skull creek shales of the northern Rocky mountain area". Clay and Clay Minerals, Vol. 34, No. 4, pp. 390–402. 1986.

Chang, H.K. "Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioc tahedral smectite, BRAZILIAN offshore basin", Clay and Clay Minerals, Vol. 34, No. 4, 407–423, 1986.

Dunoyer de Segonzac G., The transformation of clay minerals during diagenes and low–grade metamorphism: A review, Sedimentary 15 (1970) 281–346.

Foscolos, A.E., Powell, T.G., Gunther, P. R., 1976, The use of clay minerals and inorganic and organic geochemical indicators for evaluating the degree of diagenesis and Oil generating Potential of shales, Geochim. cosmochim.Acta, Vol. 40, P. 953–966.

Horton, D.G. Mixed–layer illite / smectite as a paleotemperature indicator in the Amethyst Vein system, Creede distrit, Colorado, USA Control. Mineral petrol (1985) 91: 171–179.

Hunt, J.M., 1979, Petroleum Geochemistry and Geology.

Knut Bjϕ rlykke, Formation of Secondary porosity: How important is it? Clastic diagenesis.

Larsen, G., Chilingar, G.V., 1979, Diagenesis in sediments and sedimentary rock Developments in Sedimentology 25A.

Maill, A.D. 1981, Alluvial Sedimentary Basins: Tectonic Setting and Basin Architecture 《Sedimentation and Tectonic in Alluvial Basin》 edited by A.D. 1981.

Nadeau, P.H. and Reynolds, R.C. JR. Burial and " Contact metamorphism in the Mancos shale", Clay and clay minerals Vol. 29, No. 4, pp 249–259, 1981.

Nadeau, P.H. Wilson, M.J. Mchardy, W.J. and Tait, J.M."the conversion of smectite to illite during diagenesis: evidence from some illitic clay from bentonites and sandstones", Mineralogical magzine, June, 1985, Vol. 49, pp. 393–400.

Reynolds, R.C. JR and Hower, J. The nature of inter layering in mixed–layer illite–montmor illonites clay and minerals 1970, Vol. 18, pp. 25–36.

Rieke, H.H. Ⅲ and Chilingarian, G.V. "Compaction of argillaceous sedim ents, 1974.

Schmidt, V. and Mcdonald, D.A. 1979, The role of Secondary porosity in the course of Sandstone diagenesis SEPM special publication No. 26.

Scholle, P.A., 1979, Aspects of diagenesis.

Surdam, R.C. "Organic–inorganic interactions and sandstone diagenesis", AAPG, vol. 73, No. 1, P. 1–23, 1989.

Sylvia Maria Couto Anjos, "Absence of Clay diagenesis in Cretaceous–Tertiary marine shales, Campos basin. Brazil. Clay and clay minerals, Vol. 34, No. 4, P. 424–434, 1986.

Tissot, B.P. and Welte, D.H. 1984, Petroleum formation and Occurrence, second revised and enlarged edition, springer–Verlag, Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo.

Walker, R.G. 1978, Deep–Water sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration, Stratigraphic traps, AAPG, Vol. 62, No.6.

Wescott, W.A. & Ethridge, F.G. 1980, Fan–delta Sedimentology and Tectonic Setting Yallahs Fan Delta, Southeast Jamaica, AAPG, Vol. 64, No. 3.

第四章　陆相油气生成的理论基础

陆相石油和天然气产生于各种类型的古代湖泊沉积物中，特别是那些构造断陷湖盆，是有机质堆积和油气生成的主要场所。因此，陆相沉积中油气的生成必然与地质历史上湖泊的形成和发展有着密切的联系。众所周知，在地质历史上，元古代和古生代海侵广阔，而进入中、新生代以来，伴随着陆壳增生，几乎在各个地质历史时期中，在辽阔的大陆上，都有大量的湖泊产生，成为有机质堆积、成烃的重要场所，这在我国表现得尤为突出，中、新生代湖泊沉积发育更为广泛，不仅构成了我国地质历史发展的重要特色，而且也为陆相油气田的形成奠定了良好的物质基础。

第一节　中国地质历史上湖相生油岩系的发育

早古生代全球的古地理轮廓是，南方有冈瓦纳大陆，北方有劳亚古陆，在南、北大陆之间是一个近东西向的辽阔的沉降带，其中散布着许多大小不等的岛屿和陆块。值得注意的是，地处南亚和北亚大陆之间的中朝古陆及其邻近海域中的众多岛屿，分隔着南亚陆间区和北亚陆间区，并显示出地壳构造上鲜明的不均质性质和差异沉降的特点。后来的地质发展历史表明，这种大地构造上的差异性，对中国许多湖盆的形成产生了重要的影响，孕育着湖盆产生的构造基础。

在早古生代加里东构造旋回一亿七千万年的发展历史中，尽管有一些加里东褶皱带在当时我国的陆缘升起，但总的来看，当时陆地低平，面积有限，分割性又小，常被大面积浅海所淹没，造成广布的碳酸盐岩沉积，湖泊极少。不多的陆相地层几乎都是红色沉积，有机质贫乏。

晚古生代海西构造旋回是陆地面积显著增长、陆缘海岸山系初具规模、陆相沉积愈益发育的一个重要时期。泥盆纪，因气候干燥，陆生生物有限，故其晚期的湖相沉积仍以红层发育为特征。石炭纪则不然，其时气候温湿，那些在泥盆纪干燥气候下适应了大陆生境的蕨类植物空前繁盛起来，在石炭纪的中、晚期形成了广布的滨海沼泽及含煤的海陆交互相沉积。这样，在地质历史的发展过程中，第一次出现了大规模富于有机质堆积的湖沼，陆相油气的生成到这时才有了得以发生的物质基础和重要的实际意义，从而真正开创了陆相生油的时代。至少，我国和英国都已发现了与这一时期海陆交互相有关的油气田。

二叠纪，伴随着海西褶皱带的最终形成，我国海退显著。其早期基本继承了石炭纪古地理环境的特点，仍为一重要的造煤时期，只是海侵较少。而晚期，在准噶尔盆地有几个巨大的湖盆出现，沉积了富含有机质的泥岩、泥质白云岩、沥青质页岩和油页岩。其中，二叠纪玛纳斯古湖沉积，生油面积 3500km^2，为克拉玛依大油田的形成提供了丰富的油源（图4–1）。

总之，经过一亿七千五百万年的海西构造旋回的演变，远比加里东运动造成了更多的新生陆地。这一时期，生物不仅征服了陆地，而且在大陆上十分繁盛。这就为湖泊，特别是可以形成烃类的湖泊的发育，提供了良好的自然地理条件。可见，陆相油气的生成是地质历史

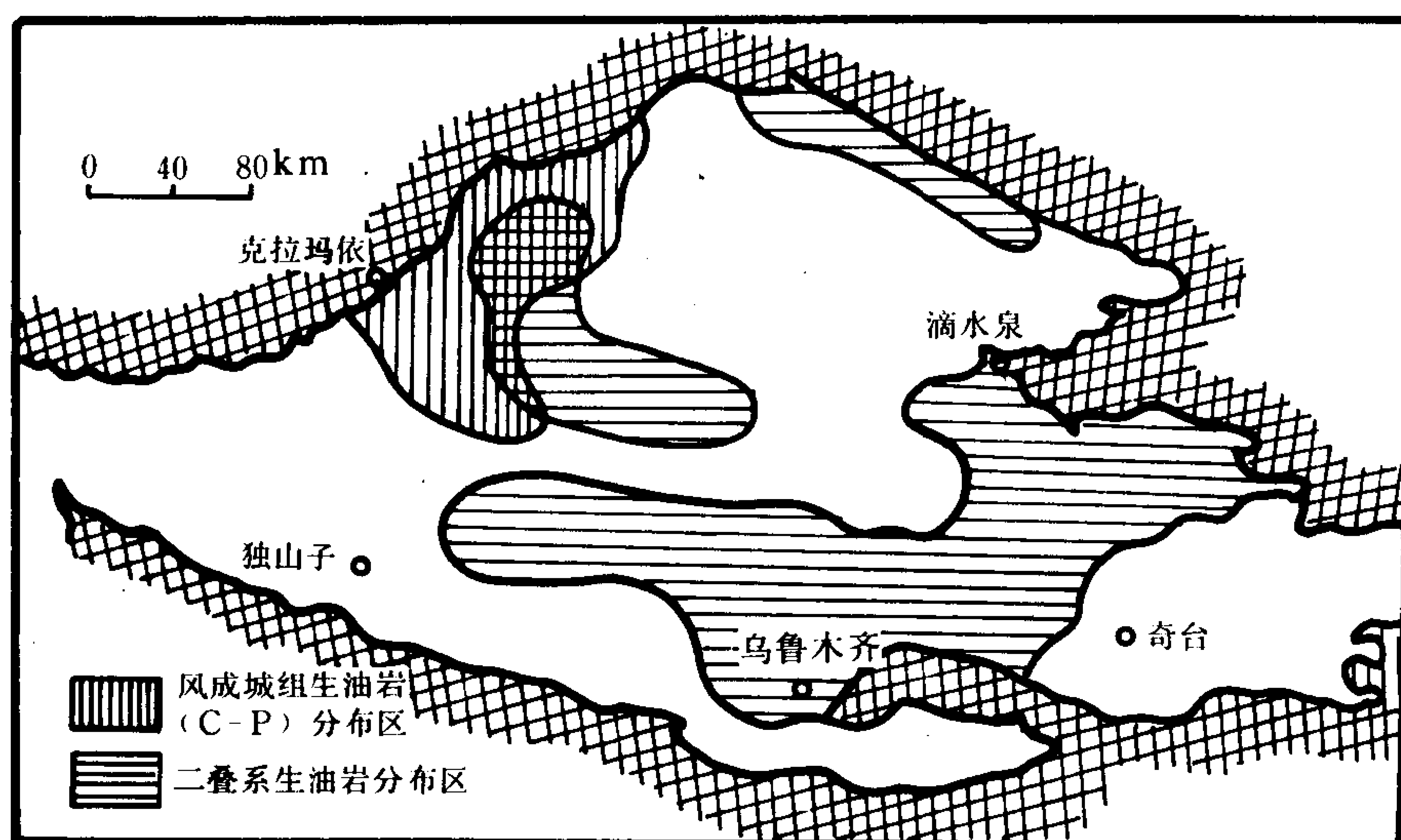


图 4-1 准噶尔盆地晚二叠世古湖群

发展和生物界演化的必然结果。

中、新生代是湖泊显示出重要成矿地质作用的时代。在阿尔卑斯旋回中，中国西南部的海水递次退出，中国大陆递次增生，因此湖泊发育的大地构造和古地理条件更加成熟了。在各时代的湖泊沉积中，保存了丰富的水生和陆源有机质，从而导致中、新生界的高蜡石油储藏在我国占有特殊重要的地位（图 4-2）。

三叠纪，其早期气候干燥，陆盆中以红层和盐湖相沉积为特征，而晚期（Rhaetic）气候温湿，造成了成油湖泊和成煤沼泽的广泛发育。在我国两个大型沉积盆地中，北方的鄂尔多斯盆地和南方的四川盆地，以及我国西北区天山南、北山前，都有一些巨大的湖泊出现，湖泊的面积可达数万平方公里，发育了良好的生油岩系，形成了一些与此有关的油田。

侏罗纪，早、中侏罗世继承了三叠纪末期的古气候特点，更宜于陆生植物繁茂生长，而且以补偿型的沉积盆地为特征。因此产生了众多的湖沼，沉积了中生代最为重要的一套含煤岩系。但是，在四川盆地和西北的山间、山前坳陷中，仍有这一时期的非补偿型的湖泊存在，发育了较好的生油岩。它们与含煤层段常常构成横向上的变化，或在纵向上交替出现。柴达木盆地的冷湖断陷、吐鲁番盆地和天山南、北坳陷，都有来自中、下侏罗统油源层的油田发现。这是我国煤系地层生成油气的重要时代。

白垩纪，在我国中部祁连山—秦岭—桐柏山这条巨型纬向构造带以北地区，包括蒙古和苏联东部，于早、中白垩世潮湿和半潮湿气候条件下，发育了许多淡水、半咸水湖泊。这个时期，植被远不如侏罗纪繁茂，是一个裸子植物大量灭绝而被子植物刚刚兴起的时代。但是，各种水生生物却相当繁盛。这就造成了沉积物中陆源腐殖碎屑较少，而有相当丰富的水生有机质的堆积，遂产生了中生代以来最好的油源层系和一个大型的区域含油带。我国的大庆油区、二连油区和玉门油区，以及蒙古宗巴音油田等，都是这一特定地质历史时期的产物。不过，应该说明，松辽盆地主要生油层系（青山口组以上地层）很可能属晚白垩世。看来，当时松辽盆地是在全球最大的海侵时期发育而成的一个典型的近海大型湖泊。

第三纪，在板块活动中，伴随着喜马拉雅海槽的收缩，中新世中期海水最终从中国大陆

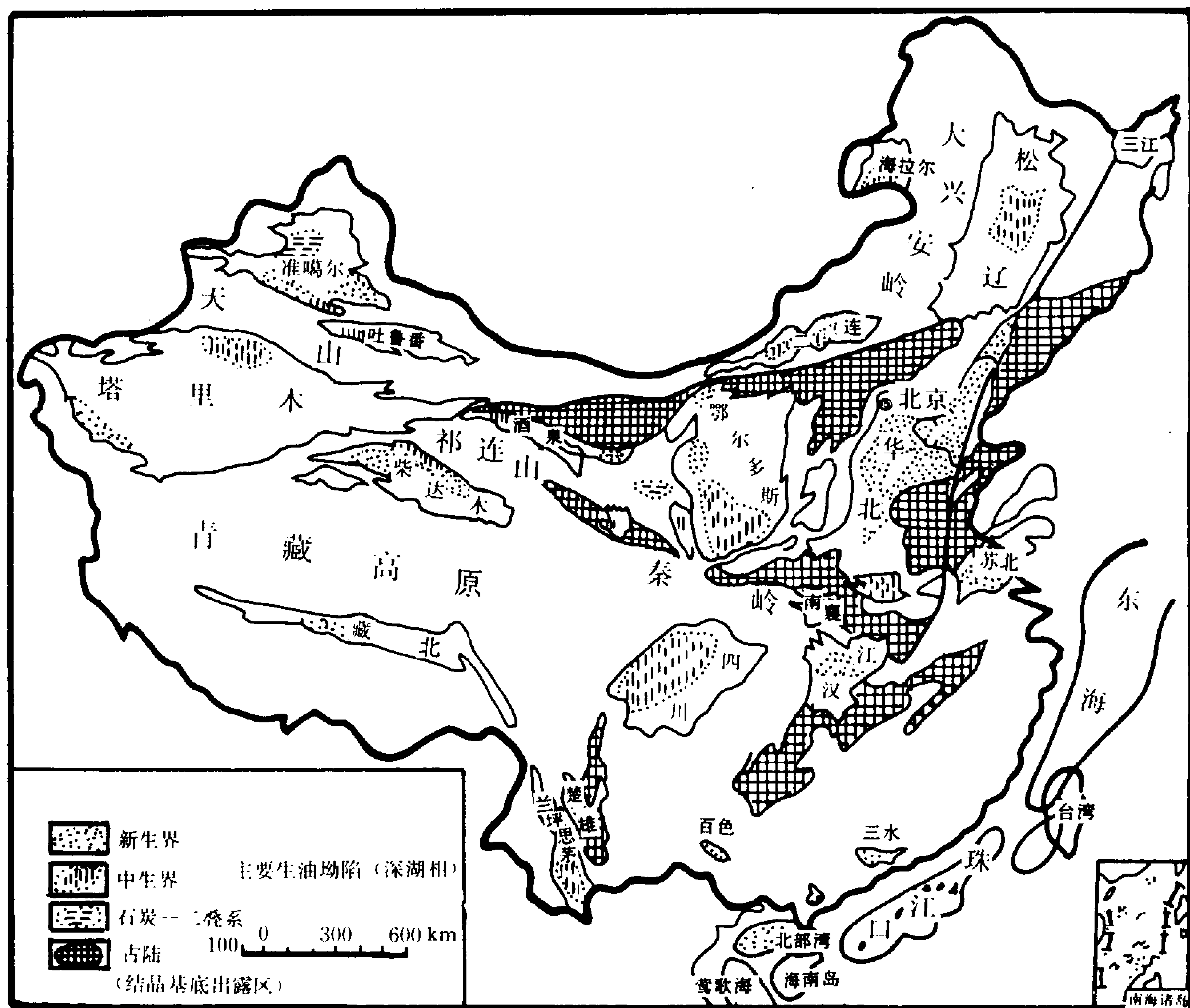


图 4–2　中国中、新生代深水–半深水湖相生油层分布图

退出了。西藏高原的强烈隆起，造成了我国西部气候在第三纪日趋干燥，湖泊水质逐渐咸化。在我国东部，早第三纪大陆的面积远远大于现今的范围。现今的大陆架，当时大部分仍为陆地，其沉积条件也与当时渤海湾盆地相似。日本—琉球—台湾这一大型的岛弧，实为当时亚洲东缘的海岸山系。但是，它并没有完全阻断海洋性潮湿气候和海水对我国东部湖泊的影响。正是在上述大地构造和自然地理条件下，不仅为各种类型的湖泊沉积的发育创造了更为有利的条件，产生我国又一重要的成油期，而且还造成了我国成油湖泊类型的东、西差异：西部，内陆湖相；东部，近海湖相。后者在成烃上占有更重要的地位，在始新世至渐新世形成了厚达 2000m 左右的良好的油源层系。目前我国东部，除大庆油田外，绝大部分油田都是这一时期的产物。至于上第三系湖相油源层的发育，远不及下第三系重要，这主要是由于这时我国西部气候已经相当干燥，湖泊发育有限，规模日渐缩小；而东部海侵明显或海相沉积较发育，湖泊的分布受到较大限制，且地层埋藏较浅，有机质不够成熟的缘故。但是，在我国东部仍有与上第三系油源层有关的未成熟石油的发现，而在我国西部，有巨厚的上第三系发育于强烈隆起的山前地带，如塔里木盆地和柴达木盆地的南缘，还有西藏的伦坡拉盆地，也有与上第三系油源有关的陆相油气田。可见，上第三系在生油和找油上，仍然是

值得注意的。

第四系，目前还只是在柴达木盆地发现了湖成生物气田。

总之，经过中、新生代历次构造运动，在古老的不均质基底上形成的中国大陆，自古生代晚期至中生代早期海水相继退出以后，基本上再没有遭受过广泛的海侵，喜马拉雅海槽发展到晚第三纪早期也最终消失了。因此，我国中、新生代湖相沉积比世界其它地区更为发育，在沉积上占有突出地位，具有规模大、时间长、类型多、沉积厚、有机质丰富的特点。这就是陆相石油在我国占有重要地位的基本原因。

从当时的古地理环境来看，三叠纪晚期有一些大型湖泊发育于鄂尔多斯盆地、四川盆地和天山南、北的坳陷中，形成了较好的油源层。侏罗纪的古地理环境却与石炭纪有些类似，气候温湿，植被极为繁盛，产生了中生代最重要的陆相含煤岩系，也是煤成油气的源岩。白垩纪及早第三纪，则在我国发育了众多的成油湖泊，分布相当广泛的优质油源层，是我国陆相油气源岩形成的重要时期。这两个时期油源层形成的石油占我国石油总储量的 90%。陆相生、储油层系的发育和对比汇总在图 4–3 中。

第二节　生物征服大陆及其化学进化对成油母质的影响

油气的生成，是一种与自然界碳素循环、生物界的演化紧密关联的现象，而陆相石油的生成，只有当生物在其演化历程中完成了对大陆及其水域的征服，湖相沉积中有了丰富的有机质来源时，才能得以实现。陆相高蜡石油的出现，则是陆生高等植物化学进化的必然产物。

众所周知，元古代特别是中、晚元古代（距今 6～18 亿年）的海洋是藻类的世界。早古生代是海生无脊椎动物繁盛的时代，各门类几乎都有了自己的代表。值得注意的是，从奥陶纪开始（距今 5 亿年），已有源于绿藻的原始陆生维管植物裸蕨类在滨海低地上出现。无脊椎动物中从志留纪开始（距今 4 亿年）也有了生活在淡水和非正常盐度水体中的属种。这些都显示了生物开始征服大陆的迹象（图 4–4）。

晚古生代是生物界征服陆地的一个重要发展时期，发生了一系列生物征服陆地的重大事件。从泥盆纪干燥气候向石炭纪温湿气候的转变，促使植物中裸蕨类继之以真蕨类空前繁茂，以及脊椎动物中两栖类的崛起，反映了生物征服陆地的历程中一次重大的跃进和发展。这一时期，植物有了明显的根、茎、叶的分化和相当发达的体内维管组织，因而基本具备了在陆地上生存、繁衍的条件，造成了地质历史上第一个重要的成煤期——石炭纪。同时，在淡水河湖中，藻类、瓣鳃类、甲壳类、叶肢介、板足鲎和鱼类等水生生物，还有昆虫，都相当繁盛。可见，植物界和动物界演化到石炭纪，都先后完成了征服陆地及其水域的早期历程，湖泊沼泽沉积中有了丰富的陆源和水生有机质来源，从而开创了陆相油气生成的时代。

从当时的古地理环境来看，石炭纪是以滨海沼泽和一套海陆交互相含煤沉积为主的，深水湖相沉积并不多见，沉积中的有机质以源于糖类、蛋白质和木质素的腐殖物质为优势成分，因此，这是一套以生气为主的层系。而发展到二叠纪晚期，在新疆地区出现了大型湖泊，形成了厚约 2000m 左右的优质油源层。

中、新生代，很多蕨类植物在二叠纪晚期至中生代早期相继灭绝了，而一个新的植物类群——裸子植物开始兴盛。由于它们完成了繁殖方式从孢子向种子的演变，有着更完善的根、茎、叶的分化，因此在中生代新的环境中发展为优势类群，迎来了裸子植物的时代。而

界	系	统	松辽 组(统)	辽河 组(统)	大港和渤海海域 组(统)	胜利 组(统)	冀中 组(统)	临清(开封) 东濮 组(统)	苏北 东台 组(统)	南襄 南阳 泌阳 组(统)	江汉 组(统)	三水 组(统)	百色 田东 组(统)
新生界	第四系			平原	平原	平原	平原	平原	东台	平原	平原		
	上第三系	上新统	泰康	明化镇	明化镇	明化镇	明化镇	明化镇	盐城 上	上寺	广华寺		
		中新统	大安	馆陶	馆陶	馆陶	馆陶 上、下	馆陶	盐城 下	上寺	广华寺	很薄	邕宁 建都岭
	下第三系	渐新统	依安	东营；沙河街 一、二、三、四	东营；沙河街 一、二、三、四	东营；沙河街 一、二、三、四	东营；沙河街 一、二、三、四	东营；沙河街 一、二、三、四	三垛 上、下；戴南；阜宁 一、二、三、四	廖庄；核桃园 一、二、三	荆河镇；潜江 一、二、三、四	华涌；西佈；坤心	邕宁 伏平；百岗
		始古新统	依安	孔店	孔店	孔店	孔店	孔店	阜宁	大仓房；玉皇顶	荆沙；新沟嘴	大塱山	那读；红色岩
中生界	白垩系	上统	明水；四方台	(中生界发育情况与冀中类似)	(中生界发育情况与冀中类似)		(中生界部分地见于一些基底断陷中)	(红层)	泰州；赤山—浦口	(元古界、太古界变质岩)	海洋或江陵	三水 (紫红色夹灰色灰岩，泥灰岩和碎屑岩，含薄层石膏，上部夹玄武岩层，下部暂划为K_1，总厚2000m)	
		下统	嫩江 五、四 (黑)；姚家 (萨、葡)；青山口 一、二 (高)；泉头 四、三 (扶、杨)；登娄库	孙家湾 (红层)；大凌河 (火山岩)			(杂色层) 夏庄；芦尚坟；坨里	(红层)	葛村		五龙；石门	?	
	侏罗系	上统	营城；沙河子；熬宝 洮南	阜新；义县；土城子 (含煤火山岩系)	上中侏罗统		辛庄；大灰厂；东岭台 (火山岩)	金刚台 (火山碎屑岩)	建德 (巨厚的火山碎屑岩系)		重庆 (红层夹火山岩)	百足山 (火山碎屑岩)	
		中统	白城	兰旗	上中侏罗统		髫髻山；九龙山	马凹	象山 (含煤碎屑岩)		自流井	百足山	
		下统		北票；兴隆沟；郭家店			门头沟 龙门；窑坡；南大岭；杏石口 (火山岩)	鞍腰	象山		香溪煤系 武昌	金鸡 (煤系)	
	三叠系	上统						延长 谭庄；椿树腰；油房庄	黄马青 (滨海含煤建造)		香溪煤系 蒲圻	小坪	
		中下统					流泉；和尚沟；刘家沟 (红层)	二马营	上青龙；下青龙 (灰岩白云岩页岩) (海相)		巴东；嘉陵江 大冶 (海相)		兰木；板纳；罗楼 (海相)
上二叠统							石千峰						

油层　气层　油显示　气显示　生油层　可能生油层

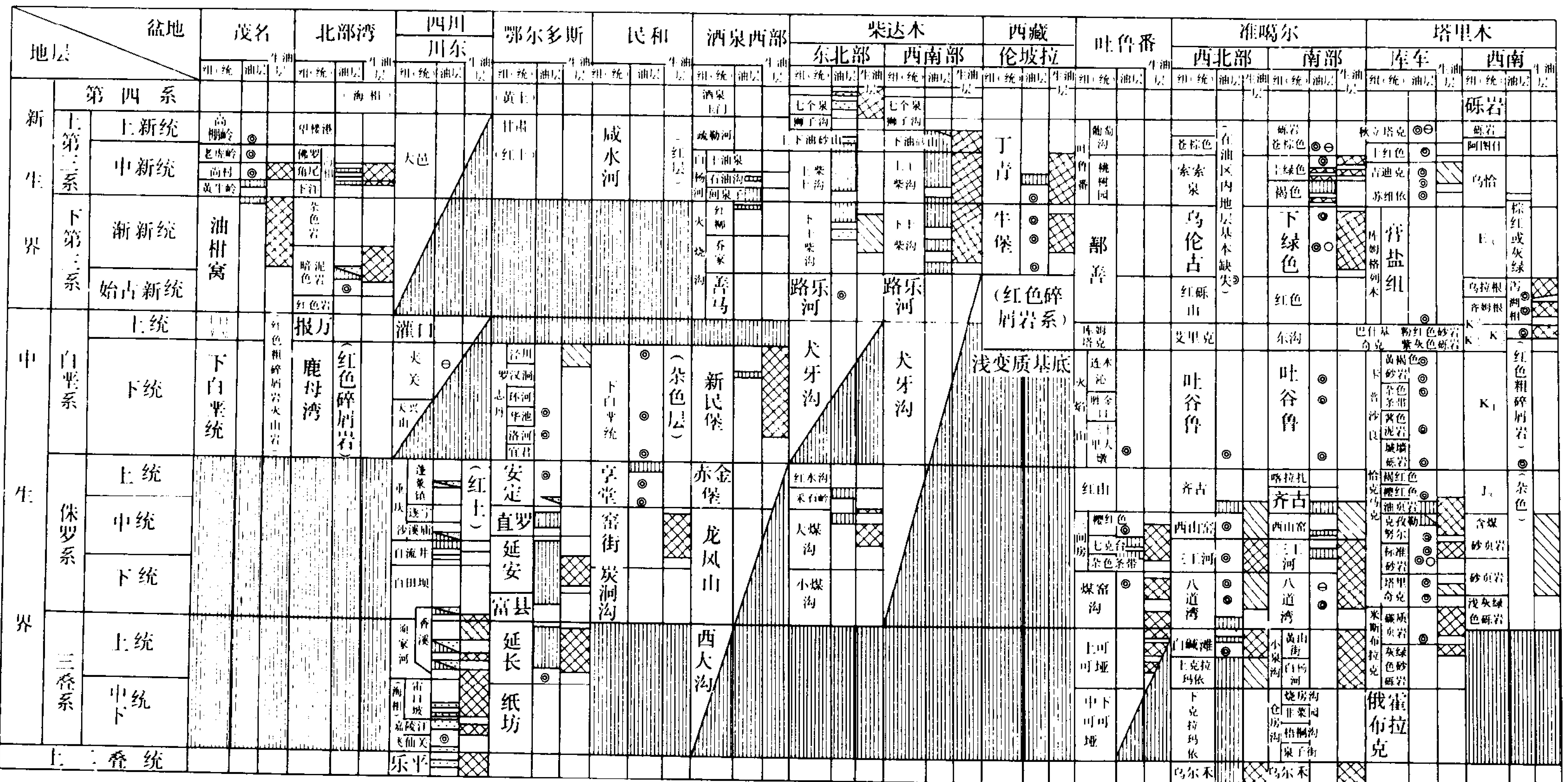


图4-3 中国主要陆相生、储油层系发育对比图

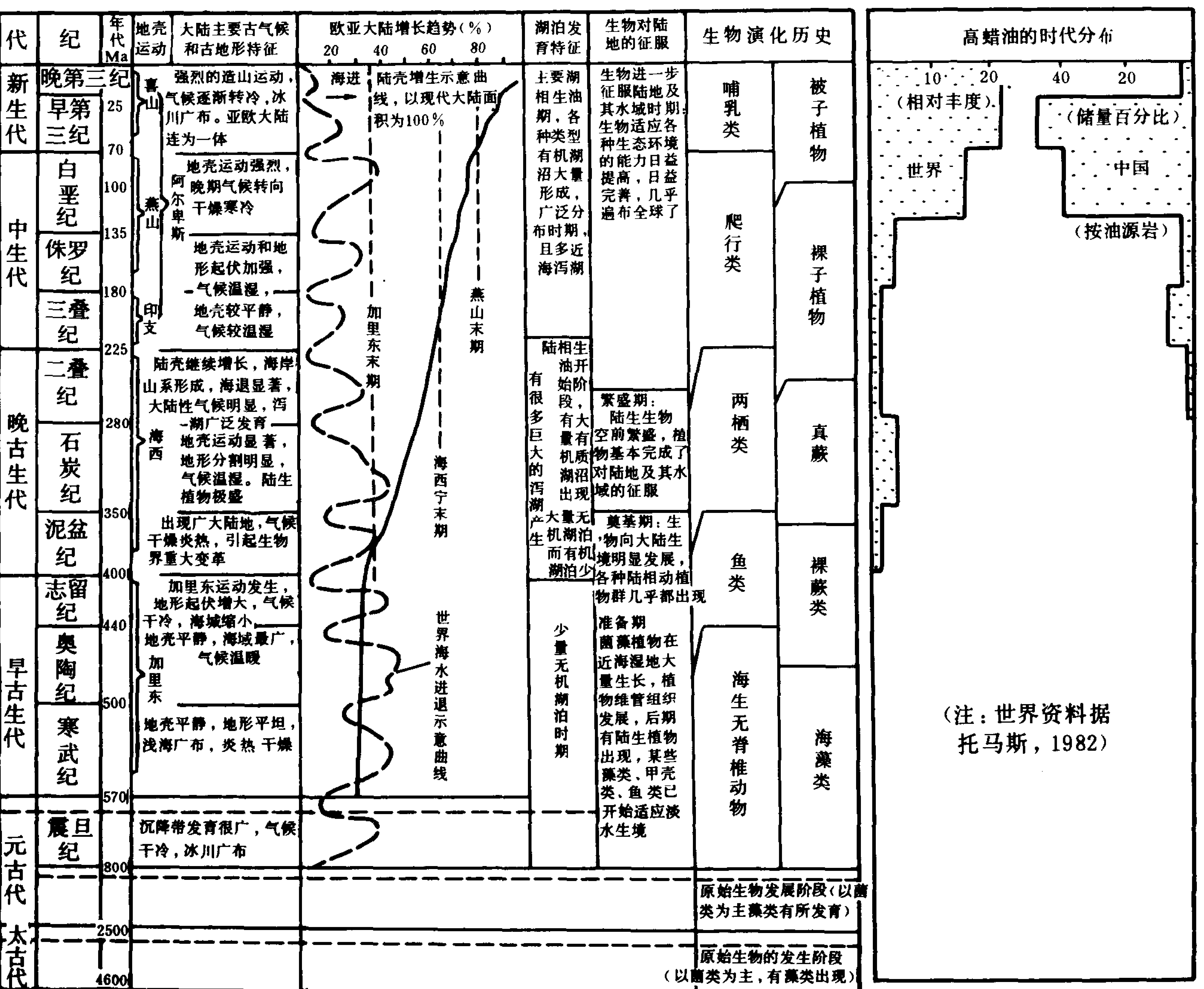


图 4-4 地质历史上陆壳增生、湖泊发展、生物演化与高蜡油时代分布的关系图

到白垩纪晚期，裸子植物的这一优势又被更为进化、适应性更强的被子植物所代替，成为现今数量和类型最多、生存领域最广的植物类群。同时，在湖泊水域中，藻类、介形类等各种水生生物也十分繁盛。与此相应，产生了陆相高蜡石油生成的主要时代。

自然界是不断发展的，上述生物界由简单到复杂、由低级到高级、由海洋到陆地的历史过程，必然伴随着其自身有机化合物的不断进化，也就是说，随着生物物种的进化及其对新的大陆生境的征服，组成生物体的有机化合物同样经历由低级到高级、由简单到复杂的发展和演变。生物在适应新的环境的同时，改造着自身，不断创造出新的、更高级的有机化合物组成，并给予陆相石油的组成以重大的影响。

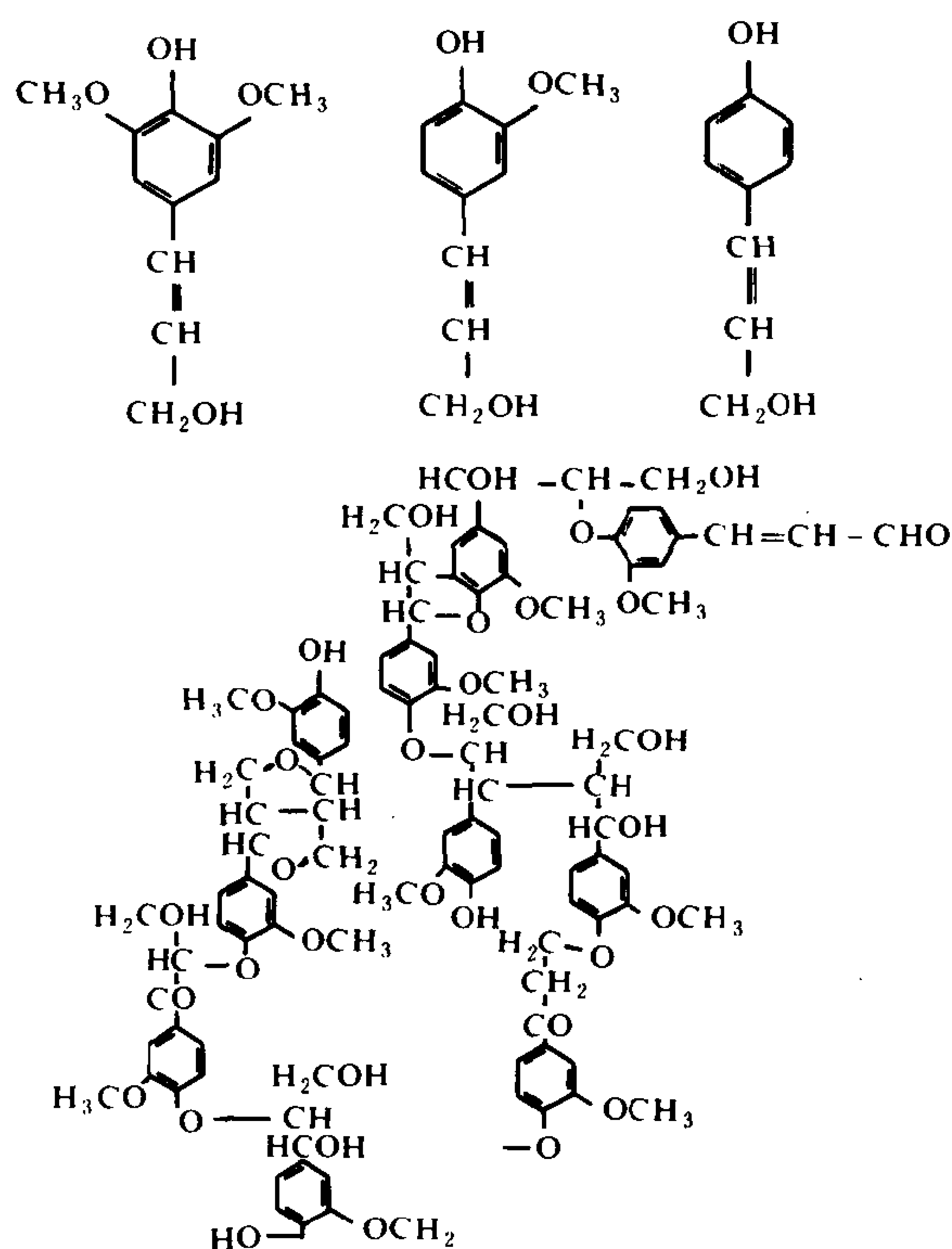


图 4-5　木质素的基本组成和结构单元

植物要在大陆上生活并站立起来，首先就必须解决水分和养料向各组织器官输送的问题。看来，在植物征服陆地的早期历程中（从早古生代后期至晚古生代），植物界通过原始陆生植物裸蕨到真蕨的演化，从生物的化学进化上完满地解决了这个问题。在植物征服陆地的过程中，它们以甲氧基丙基苯酚为基本单元,聚合成木质素（图 4-5）,并构成体内基本的输导组织——维管束。木质素与纤维素一起共同组成木质部,使高等植物的基干不仅具有输送水分和养料的功能,而且挺拔坚韧。

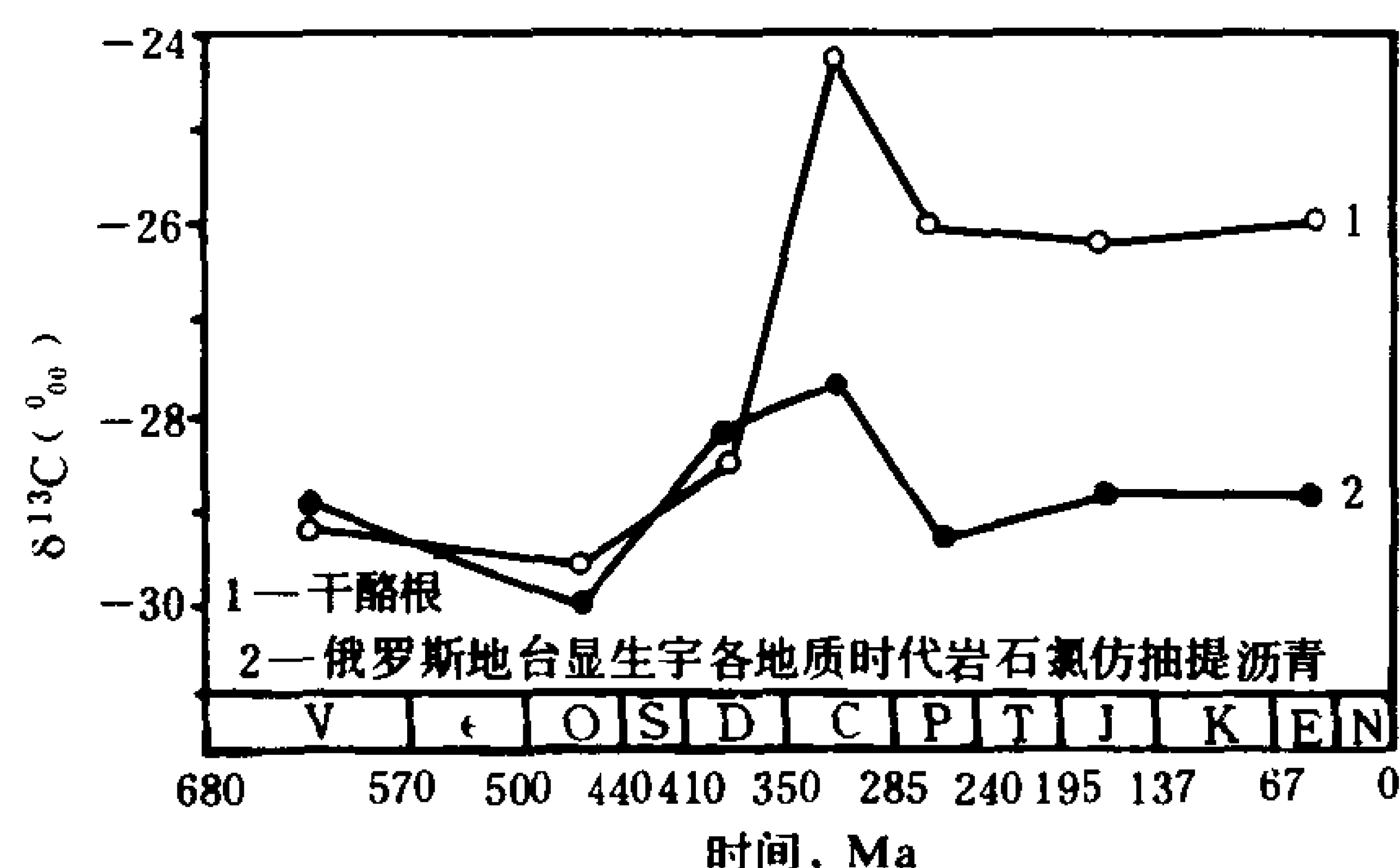


图 4-6　地质历史上可溶和不溶有机质中 $\delta^{13}C$ 值的变化(Galimov 等，1975)

可见，木质素是植物征服陆地过程中，在早古生代后期开始形成、而在晚古生代才大量产生的一种高分子聚合物。这是一种贫氢、富碳、富氧，且具有稠合芳烃骨架的化合物，它的出现不仅使大量的碳素在生物体中固定下来，而且其稳定性超过了以往生物体中任何有机化合物，这就是地球上第一个成煤期在泥盆—石炭纪得以出现的生物化学进化上的原因。木质素及其成岩衍生物，尽管对液态石油的形成没有什么实际的意义，但是它导致了沉积中不溶有机质干酪根的类型分化，由以往单一的腐泥型演变出中间型和腐殖型。后者是以木质素为主要原料的成气母质。同时，木质素的出现也导至碳的重同位素（$\delta^{13}C$）在沉积有机质中大量的富集了（图 4-6）。

油源岩中正构烷烃的高碳数峰群以及陆相原油中主要而特征的成分——石蜡(nC_{21}–nC_{35})，都是起源于高等植物蜡质或角质的成分。生物蜡是高级一元醇与高级脂肪酸结合而成的酯类。这是一种较水生生物（主要是动物）的脂蜡（如鲸蜡，$C_{15}H_{31}COOC_{16}H_{33}$）更为稳定的成分，因为它的分子中结合着 C_{25} 以上的脂肪酸和脂肪醇。这是植物（包括真菌）为适应大陆生境的需要，为了防止体内水分的过度蒸发和保护体温而产生的一种高级有机化合物，它们分布在植物的茎、干、叶的表面，含于果实的皮、壳和孢子花粉之中。植物蜡也是植物在征服陆地过程中，从早古生代晚期随裸蕨而出现的，到晚古生代，根、茎、叶有了明显分化的真蕨类中有所增多，至中生代早、中期的裸子植物中已经相当丰富了。而发展到白垩纪、第三纪和第四纪，被子植物大量产生孢子、花粉和果实的时期，植物蜡最为丰富。这就是高蜡原油分布的主要时代得以出现的生物化学进化上的原因(图 4–7)。

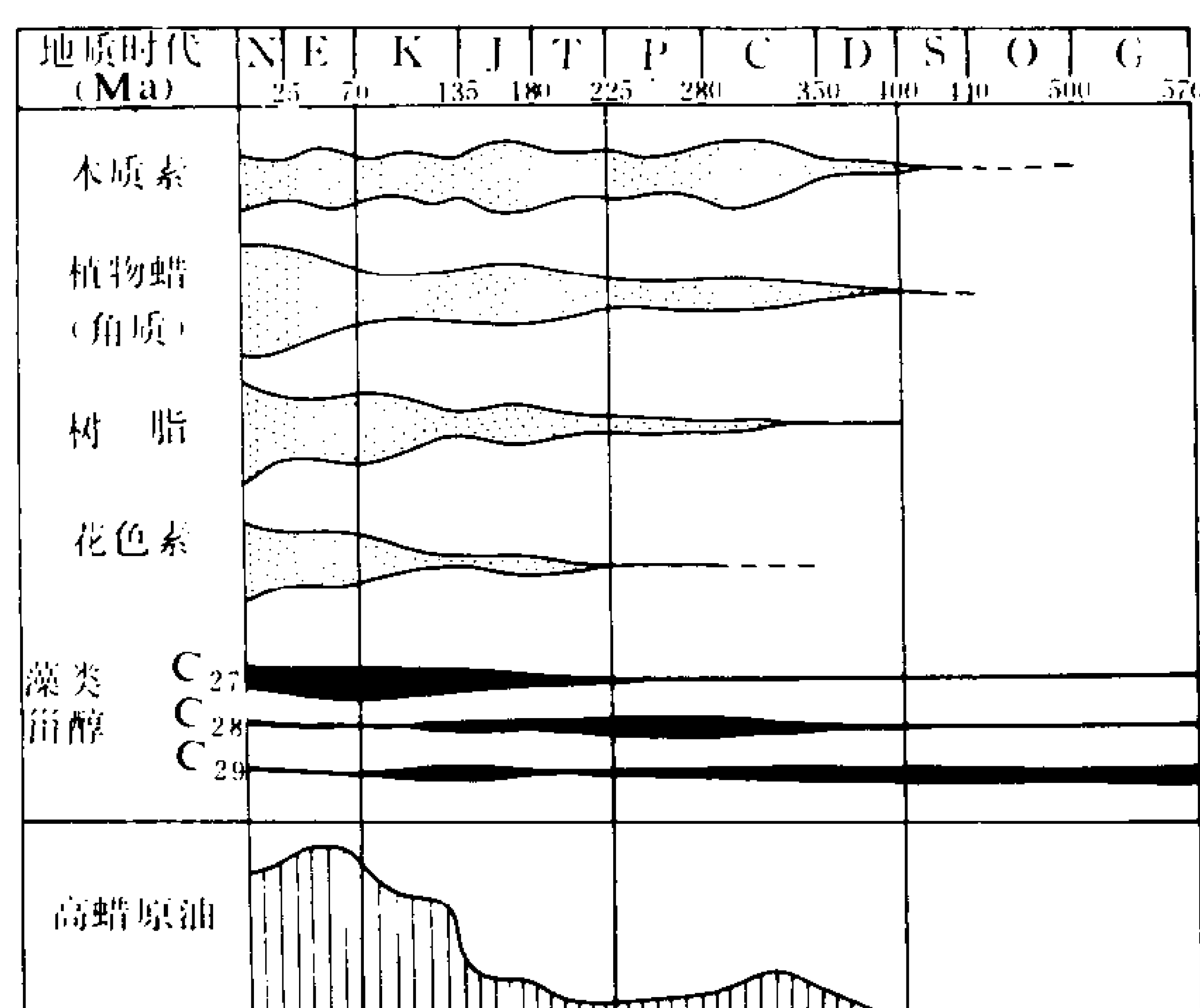


图 4–7 生物化学进化示意图
(附相应高蜡原油的时代分布)

树脂体在陆相石油生成中的意义，已经引起了人们的注意。Snowdon 和 Powell (1982) 曾指出，加拿大 Beaufort–Mackenzie 盆地中发现的轻质环烷石油，源于白垩系地层中的树脂体。树脂是一种富含萜烯类或芳香油的成分，是高等植物防伤害、保护伤口而分泌出来的一种物质，成岩产物称为琥珀，它的出现稍晚于木质素。在泥盆纪的煤中基本没有，在石炭纪的煤中也不多见，晚二叠世随着裸子植物时代的到来和松柏类的出现，树脂才开始显著增多，而树脂的大量产生则是各种松柏类植物广泛发育的中、新生代的事情。

我们还注意到，在陆生高等植物特别繁盛的时代，如石炭纪和侏罗纪，沼泽相发育，利于成煤；而湖生生物特别繁盛的时代，如白垩纪和早第三纪，深湖相发育，利于成油，我国 90% 以上的石油储量分布在这两个时代。尽管造成可燃矿产这种时代分布差异现象，有其古气候和构造运动上的原因，但也与生物的化学组成不同和进化有关。

此外，还有生物标记化合物甾烷类的碳数分布在成油母质类型上的意义，即 C_{27} 的优势表征腐泥型母质，而 C_{29} 优势表征腐殖型母质，看来只能适用于中、新生界油源岩，而对于元古界和古生界的腐泥型生油岩，却经常表现出贫 C_{27}、富 C_{28} 和 C_{29} 的现象，如准噶尔盆地的石炭—二叠系。这也不能不是生物化学进化上的结果。

由此可见，陆相油气的生成，不仅是地史演化和生物进化的产物，也是生物化学进化的结果。

第三节 湖泊的类型、演化和成油期

在二叠纪和中、新生代，我国不仅有众多的与海水相隔绝的、典型的内陆湖泊，而且与海水有过某种联系的近海内陆湖泊的发育也占有重要地位，构成了成油湖泊的两大主要自然

地理类型。前者主要分布于我国西部，见于众多的压性盆地之中；而后者主要分布于我国东部，多具有张性盆地、箕状凹陷的性质。这两类盆地无论在沉积矿物和地层岩性上，或是在古生物组合上，都有明显的区别。在成油上，则古近海湖泊显得更为重要。

一、内陆湖泊

它们一般分布于大陆内部，多见于我国西部山间盆地之中，有时也出现在离海不远而有山脉阻隔着海洋性气候影响的盆地中。在其发展历程中与海隔绝，沉积和古生物群的面貌均具有典型的内陆湖相的特征。其共同特点是：在沉积上是一套碎屑岩，呈环带状分布，一般碳酸盐岩沉积很少，但可以有较多的钙质泥岩（柴达木盆地渐新统）或泥灰岩（鄂尔多斯盆地上侏罗统定安组）沉积。在湖泊的周围分布着山前冲积平原和冲积扇，并逐渐过渡为浅湖相的砂质沉积。三角洲相则发育在主要入湖河流补给的方向上。而在湖盆中部则常有富含有机质的生油建造产生（深水湖相）。青海湖现代沉积物的分布可以作为内陆湖泊沉积模式的代表（图 4-8）。

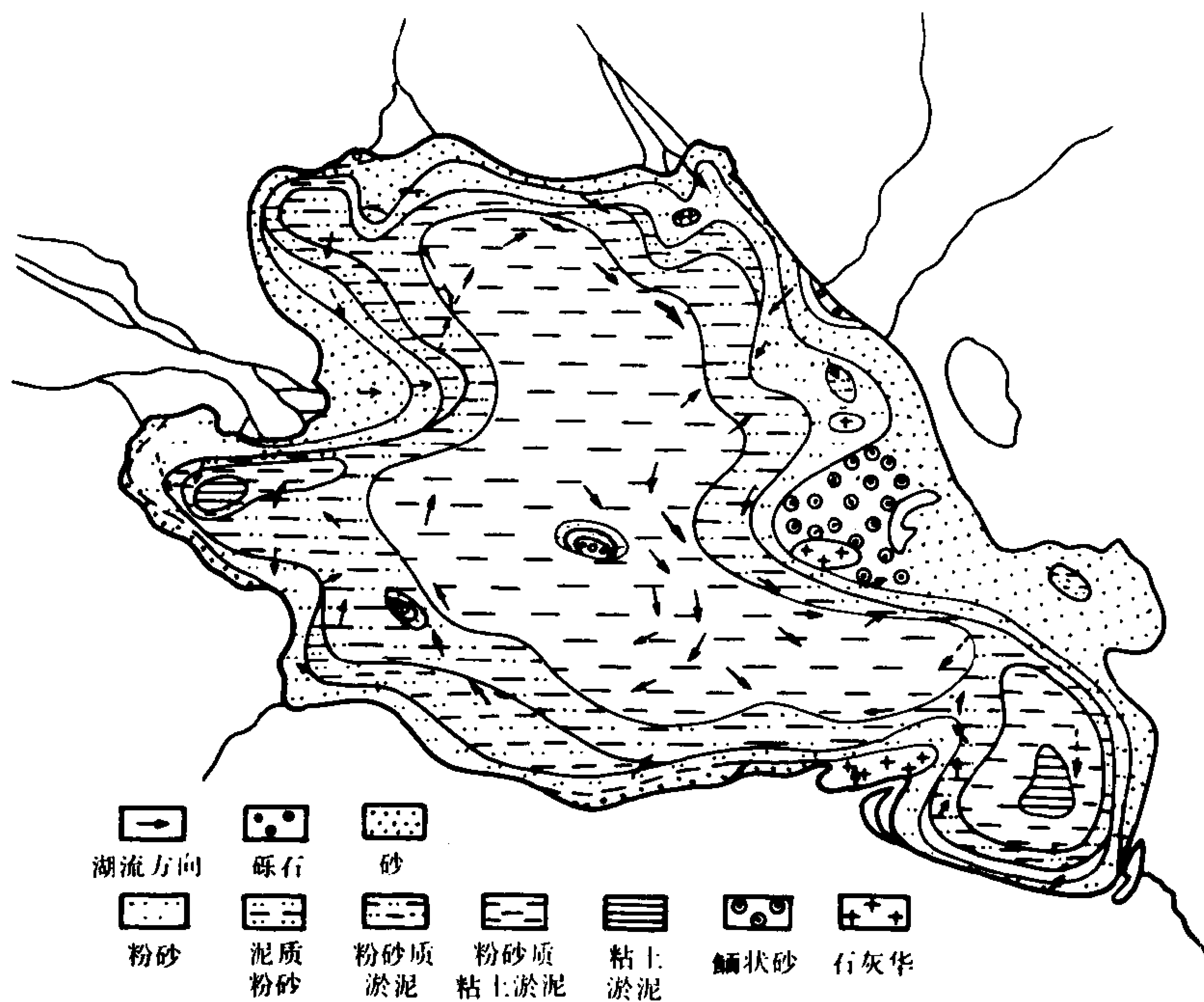


图 4-8　青海湖底各种类型沉积物分布图（据晋慧娟，1979）

在内陆湖区，如果气候比较潮湿，则滨湖地带将出现成煤沼泽，其深湖相沉积与近海湖泊相应相带没有明显的差别。但内陆湖泊常见的气候环境是比较干燥的，在其微咸水—半咸水发展阶段，钙质泥岩和泥灰岩往往相当发育，而湖水的进一步咸化，则导致了各种盐类的淀积。柴达木盆地第三纪湖泊，就是一个有代表性的典型实例。

在古生物方面，那些常见于世界淡水—半咸水陆相地层中的生物群：介形类、瓣鳃类、腹足类、叶肢介、淡水鲎、鱼类、两栖类、爬行类、藻类（包括轮藻），还有植物化石和孢粉等，相当丰富，而没有海生生物属种。尽管与海相比较，内陆湖泊的湖生生物群在种类和

属种上显得比较贫乏而单调，但在数量上却往往异常丰富。那些适应了一定湖泊环境的生物属种，常极为繁盛，致使介形类、叶肢介、鲎虫、瓣鳃类、腹足类、鱼类和藻类等生物化石，密集成层。

内陆湖泊主要发育于我国西部地区。早、中三叠世气候干燥，湖泊很少，红层广布，而成油内陆湖泊的发育始于晚三叠世。当时，几个大型的淡水—微咸水湖泊发育于鄂尔多斯盆地和天山南北，后期转变为成煤沼泽。侏罗纪早、中期，因地势低平，海洋性气候对我国北方大陆内部有一定影响，导致湖沼相沉积分布很广。内陆湖相在侏罗纪晚期也有所发育，但多为红层，如鄂尔多斯盆地的定安组红色泥灰岩，这在成油上已经没有意义了。早白垩世的内陆湖相沉积，如图 4–9 所示，在我国分布相当广泛，但从成烃的角度来看，产生过良好油源层的湖泊则主要见于我国中部大型纬向构造带以北的地区，西起玉门，南抵合肥，北至二连的三角地带。第三纪，是我国内陆湖泊一个重要的成油时期（如图 4–10 所示），在柴达木盆地和天山南、北都有油源层形成。由于气候日趋干燥，因此常常表现为一个咸化湖泊的沉积旋回。成油期主要出现在气候相对比较潮湿，水质半咸的渐新统，而晚第三纪则已经处于各种盐类沉积的阶段了，有机质贫乏。

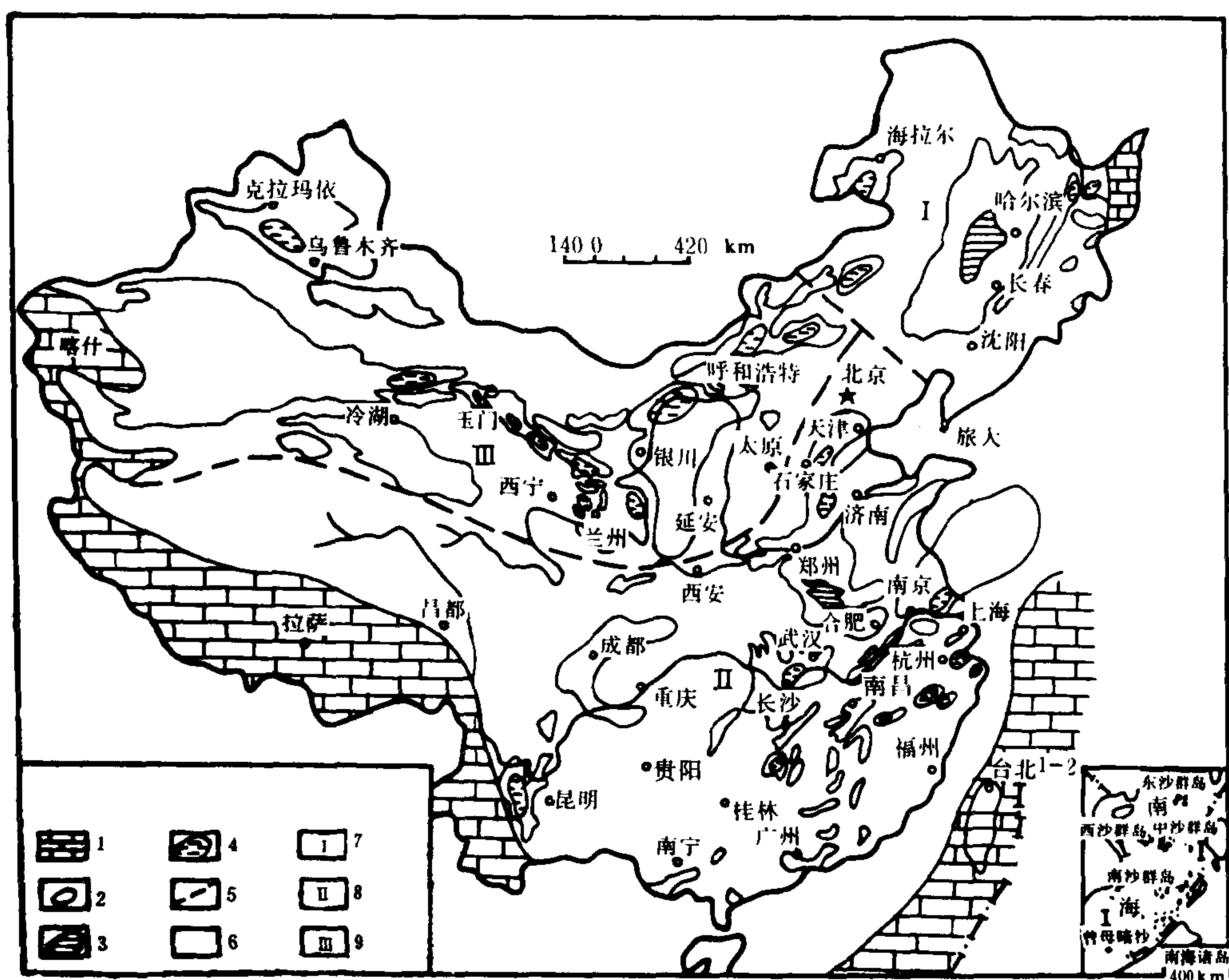


图 4–9　中国下白垩统陆相生油层分布示意图
（石油勘探开发科学研究院地质研究所，1982）
1—海相沉积区；2—陆相沉积盆地；3—已知生油洼陷；4—预测生油凹陷；5—气候分带线；6—古陆或资料不明区；7—东北潮湿亚热带—暖温带区；8—南方干旱亚热带区；9—西北干旱亚热带区

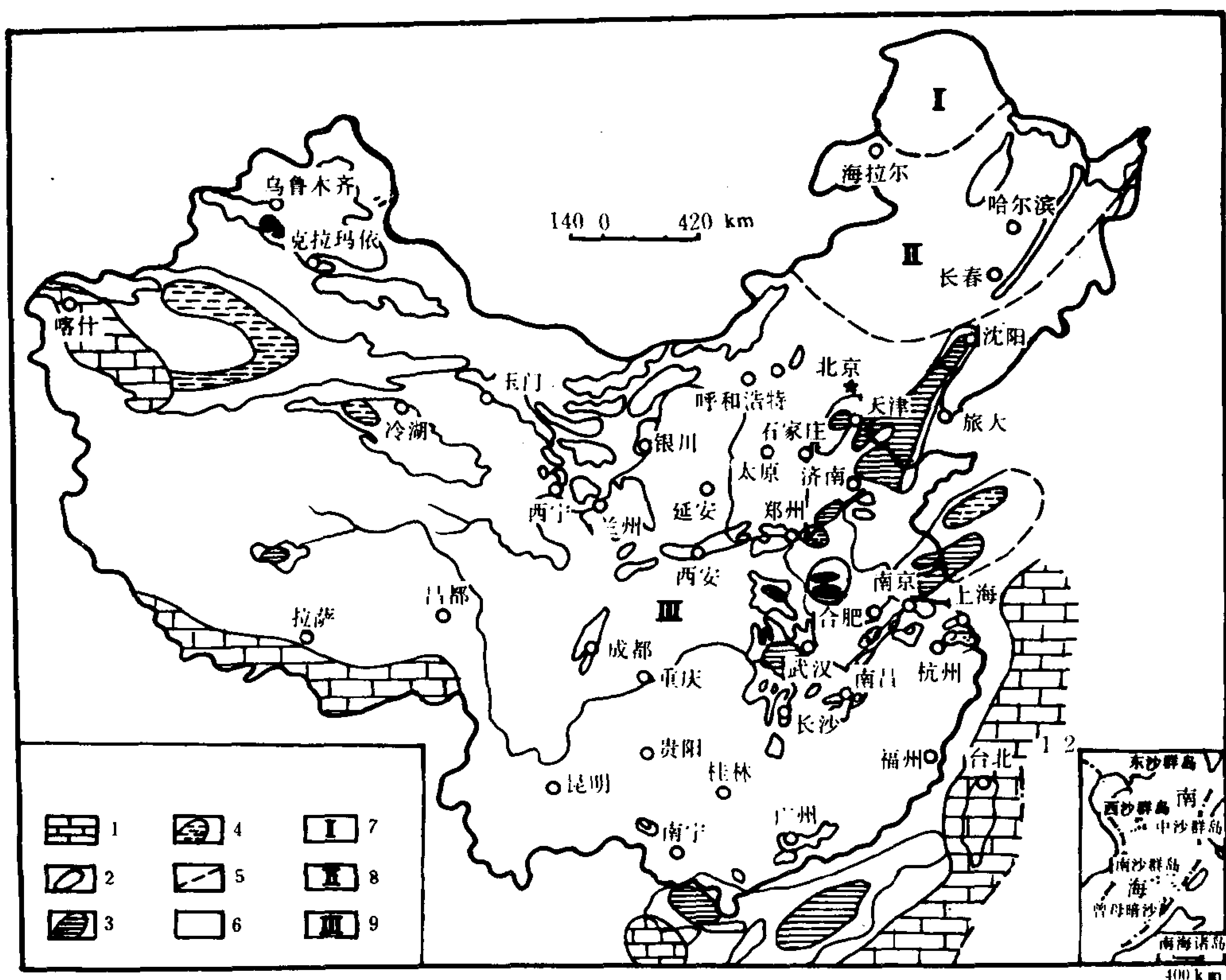


图 4-10 中国下第三系陆相生油层分布示意图

(石油勘探开发科学研究院地质研究所，1982)

二、近 海 湖 泊

这是一类大多靠近海洋、分布在陆缘地带的湖泊，包括近海泻湖在内。它们在其发展历程中受到过海洋性气候的影响，多与海水有过某种联系，一度或多次受到过海水的影响以至侵漫，或由海退发展而来。但就其沉积的总特点、生物组合的总面貌和有机质堆积的基本性质而言，仍不失为湖相。这是成烃湖泊中很重要的一种类型，具有很大的成烃潜力，在我国自晚古生代以来的各时代的陆相地层中发育相当广泛，产生了我国现今的主力油源层系。其特点是:

1）在湖泊发展上，它们常常具有泻湖性质或经历过这样的发展阶段，即具有与海洋相联系的咸化（半干燥—干燥气候）或淡化（半潮湿—潮湿气候）过程。这类湖泊的水质可以从淡水到沉盐湖交替演变，而一般都脱离了海水水质所允许的范围，只具有少量非正常海相夹层而已。

2）在古生物群落中，以陆相淡水至半咸水属种占优势，独特的地区性的新属、新种常占有很高的比例，生物种类虽比内陆湖泊丰富一些，但仍然较为单调，种内变异强烈，而数量却极为丰富。同时，缺乏丰富多样的海洋生物，海生狭盐属种灭绝，而有某些海生广盐性孑遗属种和单调的变态组合存在（包括鱼类、瓣鳃类、有孔虫和钙质超微化石等）。

3）在岩石矿物方面，可能见到一些含海绿石、胶磷石、藻灰岩和鲕状岩的层位。

以上近海湖相的生物群落和矿物组合的特征，表明了某种过渡性质，但仍然应该属于陆相沉积的范畴。

在油气生成上，准噶尔盆地的晚二叠世近海湖相沉积，就已经有了重要的意义，为克拉玛依大油田提供了油源。

晚三叠世的近海湖泊可以四川盆地西部须家河群（与香溪群中、下部相当）为代表，其底部有非正常海相夹层。这反映了湖泊是由早、中三叠世的海退发展而来，水质日益淡化，末期有沼泽化现象。

早、中侏罗世，我国南方楚雄、四川盆地有近海湖泊发育。

白垩纪时，在近海潮湿气候条件下，松辽盆地形成了一个巨大的微咸水—半咸水湖泊，面积达 100000km^2（图 4–11）。地层中既可以见到大量的介形类、叶肢介、腹足类、瓣鳃类、淡水藻等陆相生物属种，也可找到一些蚶蛤类和含海绿石、鲕状岩、钙藻灰岩的层位，反映了松辽湖与海水有过某种联系。它很可能与海洋有水道相通，并形成了海水入侵湖泊的底流。

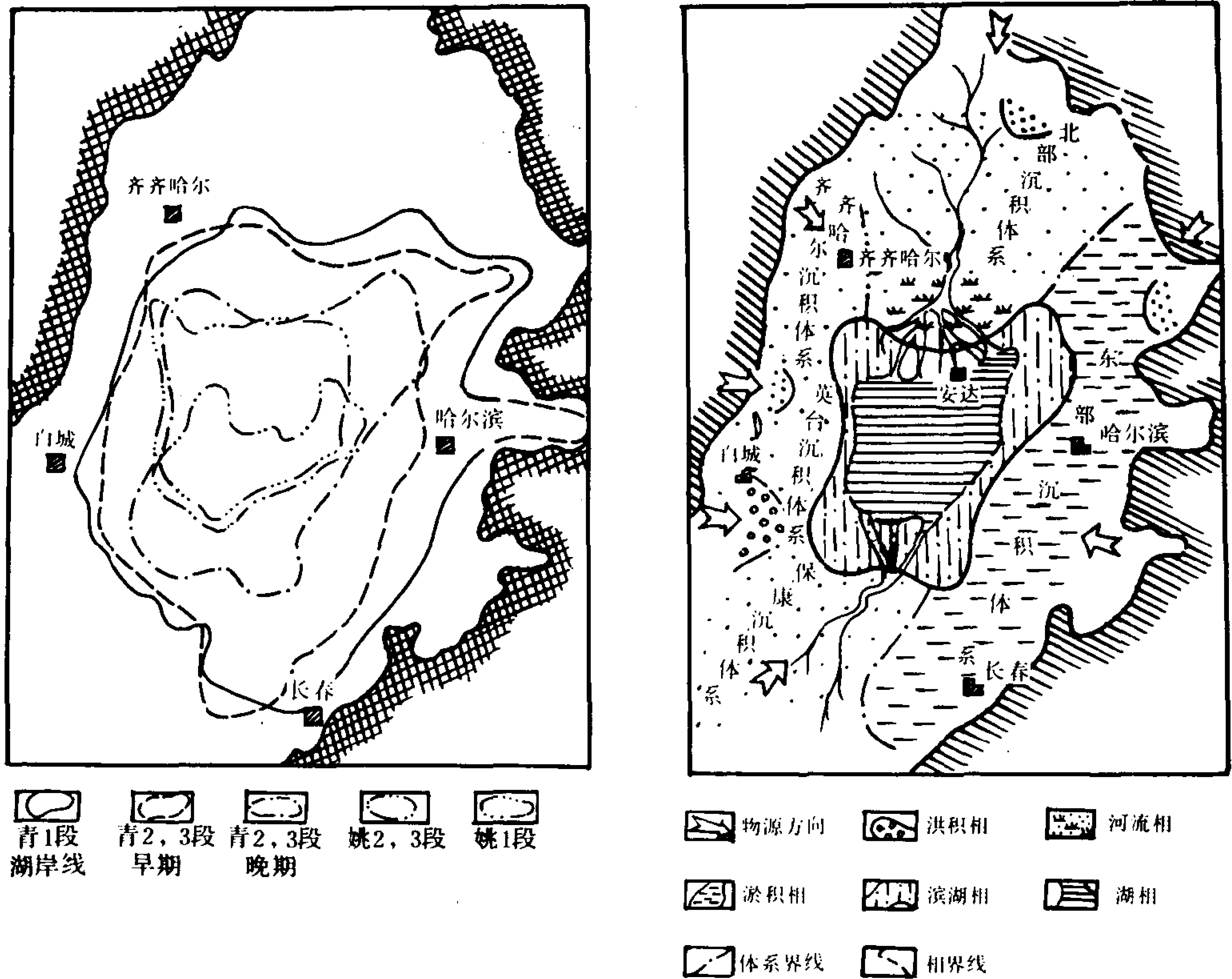


图 4–11　松辽湖盆下白垩统沉积相图（杨万里，1985）

如图 4–12 所示，早第三纪我国东部发育了众多的近海湖泊，曾有过三次海水的影响和侵进，甚至在始新世末—渐新世初还产生过一些非正常海相夹层。这样，在沉积古生物方面，造成了以陆相淡水—半咸水属种为主，而在某些地区，某些层位上又混有海藻、有孔虫、超微化石、龙介虫、艾氏鱼和双棱鲱等化石的特点。在岩相上则以碎屑岩为主并夹石灰岩、白云岩，含海绿石的层位，表现出近海湖盆的沉积特征。从当时的古地理条件分析，早

第三纪时现今的陆棚地带大多在海平面以上，日本—琉球—台湾构成了亚洲大陆东缘的海岸山系。这条南北绵延数千公里的山脉，有时抬升，阻隔着海洋潮湿空气向西流动，致使我国东部的湖群进入咸化湖泊的发展时期（始新世后期和渐新世沙二段时期），产生膏、盐沉积。但它一般升起的高度不大，因此，我国东部湖群在其发展的主要阶段，都由于海洋潮湿气候的影响，处于一种淡化泻湖的状态，湖泊众多，水域宽广，生物繁茂，造成了厚逾千米的生油岩系，提供了丰富的油源。作为一个特殊的实例，是江汉盆地，在早第三纪始新世—渐新世，它长期处于沉盐湖阶段而不干涸，沉积了厚达 3000m 以上的泥质岩与膏盐层间互的沉积，有机碳含量 0.6～0.8%，具备了较好的生油条件。看来，这是在干燥气候条件下，强烈坳陷之中，又有海水源源不断地补给而造成的。类似于现今苏联里海与其东侧卡拉博加兹湾的关系，两者有狭窄的水道相通，卡拉博加兹湾不断从里海获得水流和盐分的补给，使其经受了强烈的蒸发而不干涸。

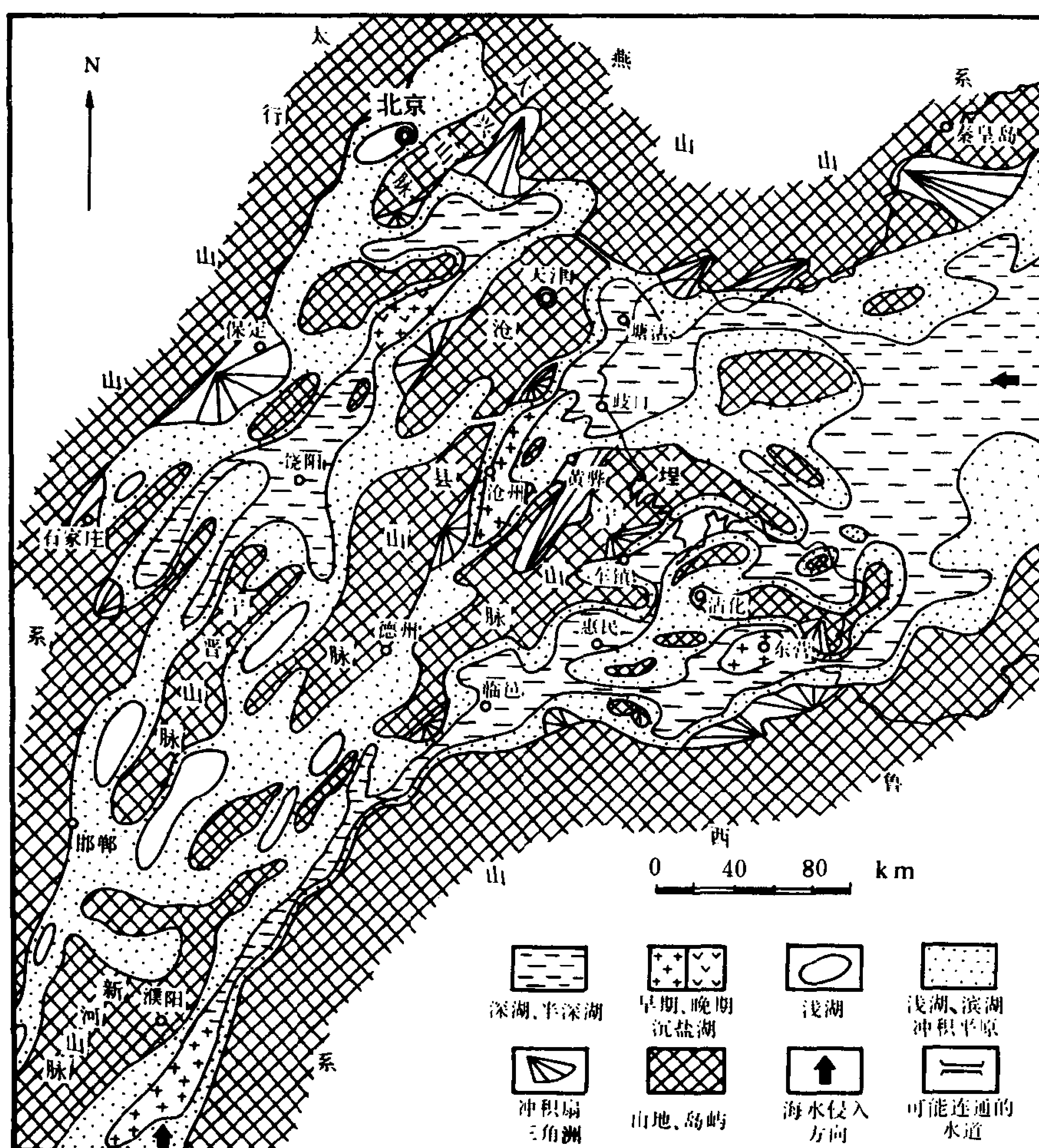


图 4-12 渤海湾盆地早第三纪湖群沉积相图

以渐新世为主，反映干燥气候带近海湖群的古地理特征

三、湖泊的演化和成油期

一般来说，一个湖泊总是经历了或长或短的从发生、发展到消亡的过程，而生油沉积则主要出现在这一旋回发展的中期。这时湖水最深，水域最广，气候适宜于生物的发育，沉积了富含有机质的深水湖相沉积，生油条件最好，形成了主力油源层。如果在潮湿气候条件下，湖泊会发展到沼泽化阶段而消失；如果气候渐趋干燥，则湖水会日益咸化，最终出现石膏、盐岩沉积而干涸。在陆相沉积盆地中，有利的生油层段与各种储油相带相结合，明显地决定着油气藏分布的层位。

研究表明，在我国中、新生代各沉积盆地中生油层的时代的分布决定了相关层位储油层的存在（如图 4-3 所示）。包括上二叠统在内，六个大的沉积旋回形成了六个主要成油期：二叠纪、晚三叠世、早—中侏罗世、早白垩世（大庆油田可能为上白垩统）、早第三纪和晚第三纪。它们大多产生于古气候比较潮湿的时期，其中，下第三系生储油岩系分布最广，白垩系则由于松辽盆地大型油田的存在而占有突出的地位。

除古气候条件之外，陆相成油期总是与湖盆的强烈坳陷期相一致的，主要生油层段的沉积速度，达 0.1～0.2mm／a。可见，非补偿性强烈坳陷、较深的静水环境和适中的沉积速度，是成油湖泊的又一突出特点，并为有机质的埋藏、保存和转化造成了十分有利的条件。

强烈的坳陷与某种古气候环境相结合，遂产生了我国陆相成油地层剖面的几种重要类型，其湖泊演化的性质和主要生油期各有特色，有机地球化学特征和成油母质的类型也有一定的差异，并且各有其主要的隶属时代。它们是（图 4-13）：

1）与半潮湿气候有关的淡水—半咸水湖泊（P_2、T_3 和 K_1）

2）与潮湿气候有关的淡水湖沼相（T_3 末和 J_{1+2}）

3）与半潮湿—半干燥气候有关的各种咸水湖泊

①近海淡化湖相（东部第三系）；

②内陆咸化湖相（西部第三系）；

③干燥气候下的盐湖相（如江汉盐湖，形成条件特殊，长期处于沉盐湖阶段而不干涸）。

以上所述，就是我们对陆相油气生成地质条件的概括，归根到底，富含有机质的深水湖相油源岩的存在，奠定了陆相石油生成的物质基础。我国自古生代晚期以来，各种类型的湖相沉积十分发育，这就是陆相石油在我国占有特殊重要地位的根本原因。

第四节　陆相生油岩中有机质的丰度和类型

油源岩中的分散有机质是油气生成的物质基础，而产物的基本性质和数量则取决于有机质的丰度和类型。勘探实践证明：在剖面上有利的生油层段控制着有利含油层位；而在平面上生油坳陷的展布状况决定着有利勘探的范围。

一、油源层中含有相当丰富的古生物化石

在湖泊演化过程中，主力油源层的发育阶段，正是湖泊中生物繁茂、水生和陆源有机质来源丰富的阶段。地层中常见有各种古生物化石存在，特别是藻类、孢粉、介形类十分丰富。

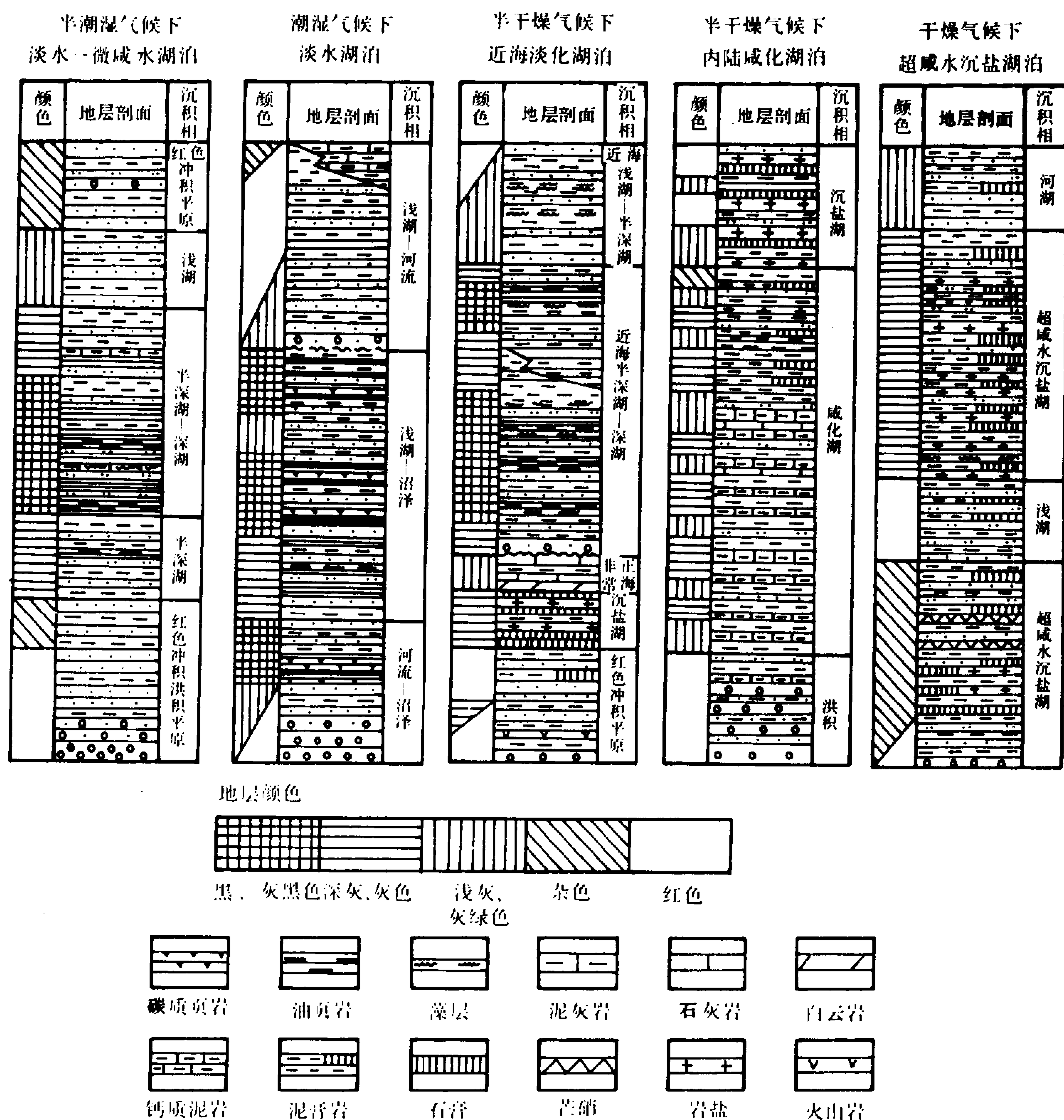


图 4-13 中国中、新生代成油地层剖面类型图

(一) 藻类

以研究较详的渤海湾地区下第三系为例，1978 年共记述过 64 属（11 个新属），252 种(新种占 56%)。在这套地层中含有丰富的沟鞭藻类、绿藻和疑源类等藻类化石。既有常见于淡水—半咸水沉积的分子，如盘星藻类、褶皱藻属、各种球藻、轮藻等，也有一些海生藻类的分子，如德弗兰藻和莱氏藻。它们在剖面上的分布与沉积相的演变密切有关。

在内陆湖相沉积中，如柴达木盆地的第三系，也发现了轮藻、盘星藻、褶皱藻、球藻、翼囊藻等藻类化石，计 10 余属 20 余种。

藻类是代表水生生物来源的最重要的成油母质之一，也是在陆相腐泥型、中间型干酪根中常见的一种显微组分。在泌阳凹陷的下第三系和准噶尔盆地上二叠统生油岩中都发现过主要由藻质体组成的 I 型干酪根。在鄂尔多斯盆地上三叠统和松辽盆地下白垩统油源岩中都见有叠层石存在。美国的始新统绿河页岩，也是著名的由藻质体组成的典型腐泥型干酪根的实例。

（二）介形类

介形类也是陆相油源岩中极为普遍的化石，常富集成层，构成"芝麻饼"状页岩和"鲕状"介形虫灰岩。如松辽盆地北 5 井青山口组，厚 181.5m，夹 36 个介形虫层，总厚 20m。据研究，松辽盆地白垩系的介形类，是以女星介为主的（图 4–14），计有 19 属 164 种（含 84 个新种），数量极为丰富。发展到新生界，金星介科和浪花介科等的分子，取代达尔文介科和女神介科的分子的优势而大量繁殖起来。据研究，渤海湾地区下第三系的介形类计有金星介科和浪花介科分子 41 属 425 种（含 23 个新属 415 个新种）。

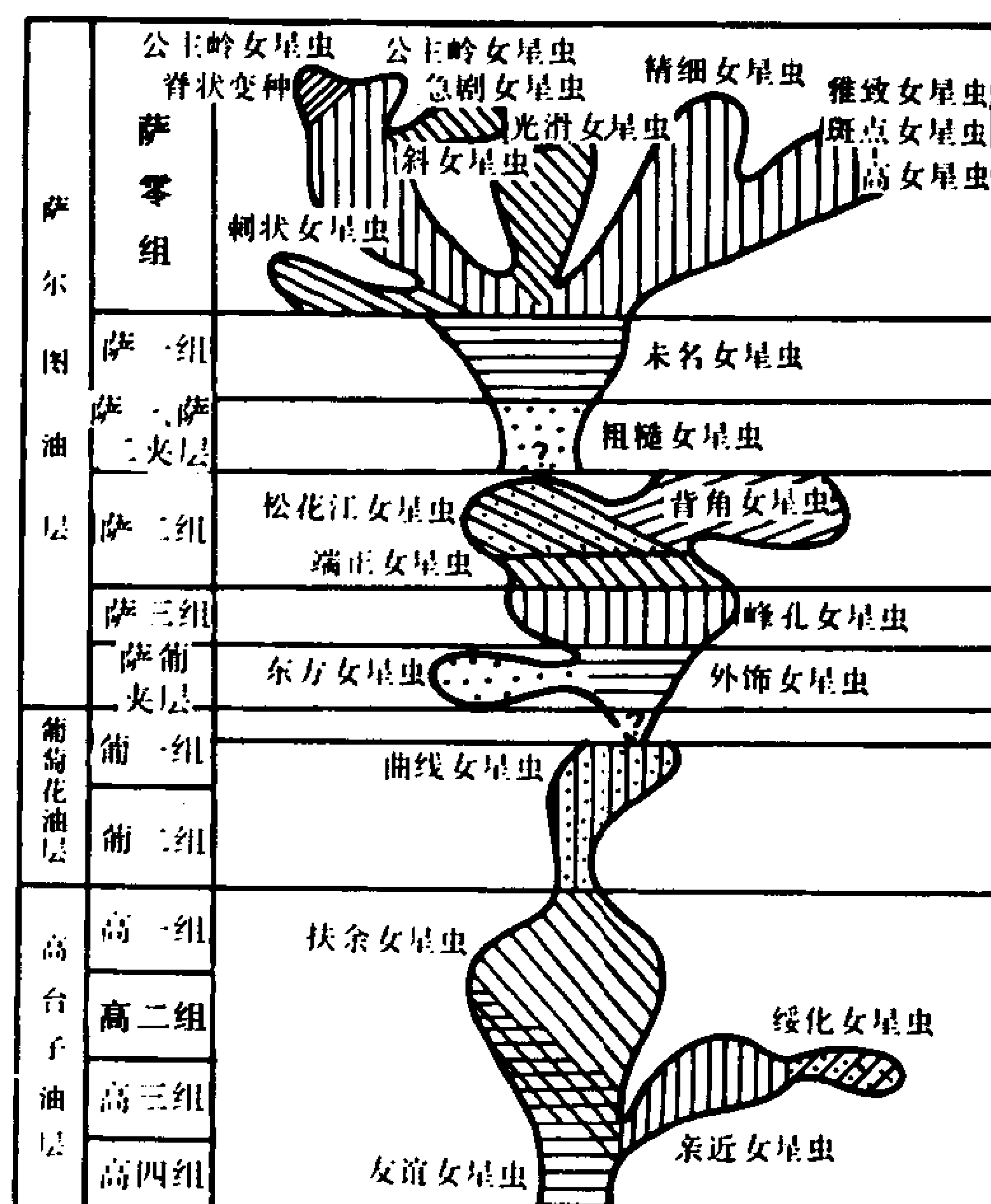


图 4–14　大庆油田中等个体女星虫演化树

（据高瑞琪，1985）

（三）叶肢介

叶肢介也是在中、新生界大量繁盛起来的、并常见富集成层的古生物化石，已记述的（1976）有 62 属 401 种。它们在中、新生界陆相地层中，具有数量丰富、保存完好、演变迅速、属种繁多的特点，仅松辽盆地白垩系真瘤模叶肢介群就有 20 多个属和亚属，100 多个种。

（四）孢粉

孢子花粉也是中、新生界特别是白垩系和第三系油源层中较为丰富而常见的化石，是陆源有机质输入的直接证据之一，也是陆相干酪根的重要显微组分之一，蜡质原油的重要原始物质。就一个湖盆而言，油源层中藻类和孢粉的比例（图 4–15 与图 4–16），常呈现有规律的变化，湖盆中部藻类化石的相对含量较高，而外围以孢粉占优势。

陆相地层中丰富的孢粉化石，为人们恢复古地理提供了依据。如我国东部主力油源层形成时期，即渐新世中期（沙三段—沙一段）是处于亚热带潮湿气候条件下，湖泊发育，水生和陆生植物生长茂盛。而在我国西部，以柴达木盆地为代表，在渐新世晚期—中新生世早期主力油源层形成的时期，气候相对较为温湿，旱生植物明显减少，形成了针叶森林，草原植被。后来在渐趋干燥的过程中，于上新世形成了旱生、盐生植物群落。

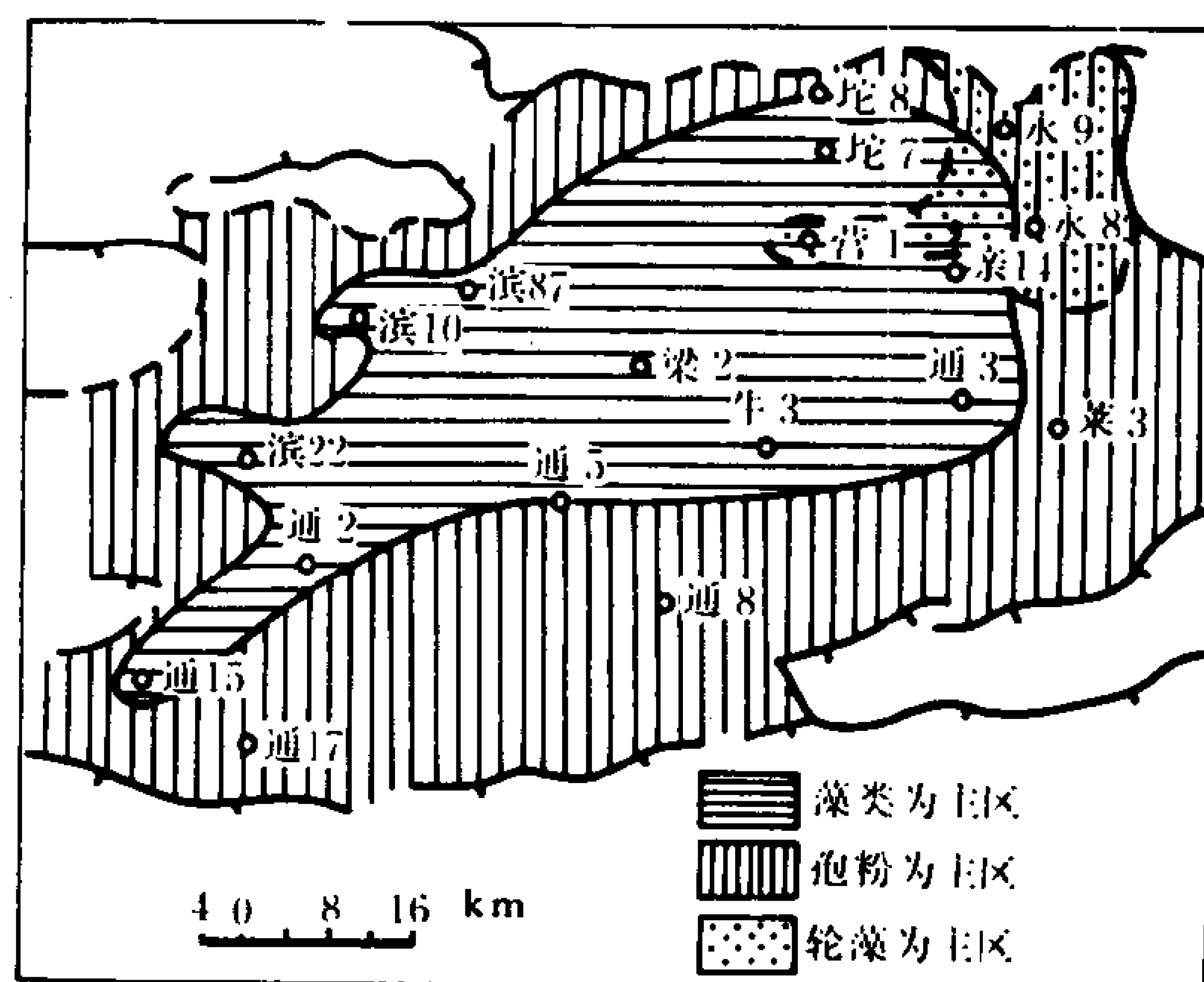


图 4–15　东营凹陷下第三系沙三段藻类和孢粉化石的分布图

此外，还有真菌的孢子，如单胞孢、双胞孢、多胞孢、小菌孢、葡萄孢等，也是陆相地层及其干酪根中常见的化石，仅柴达木盆地第三系就记述过 13 属 38 种。因其富含生物蜡和高碳数正烷烃，故其成油意义也是不可忽略的。

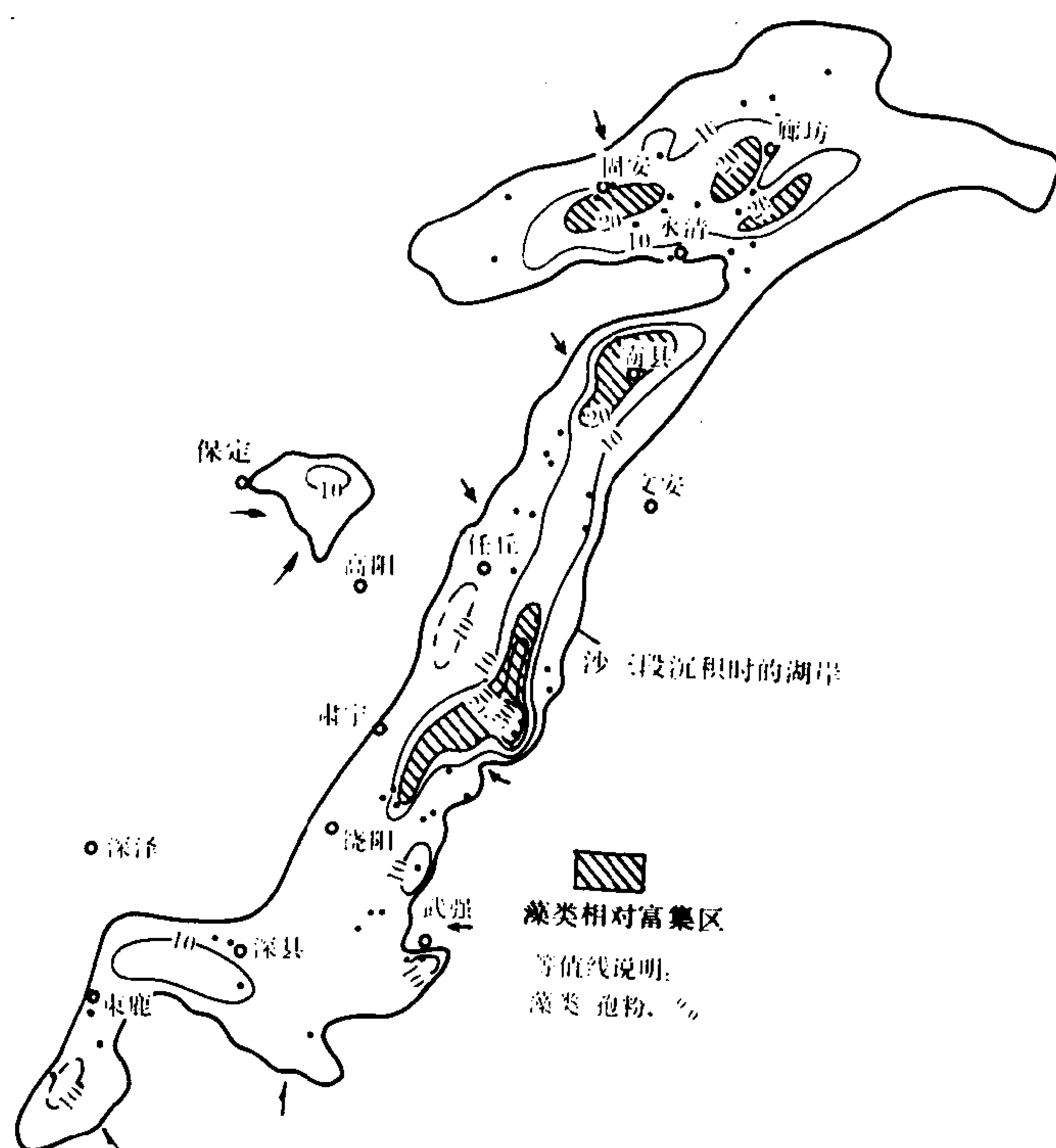


图 4-16　冀中坳陷沙三段藻类相对丰度等值线图(梁狄刚，1984)

二、有机质丰度及其分布特征

现将我国某些主要含油气盆地主力油源层的基本地球化学参数汇总在表 4-1 中。由表中可以看出：在陆相淡水—半咸水沉积中，主力油源层的有机碳含量均在 1.0%以上，平均值变化在 1.2～2.3%之间，最高达 2.6%（大庆），岩性以灰黑色泥岩、页岩为主；氯仿沥青“A”的含量均在 0.1%以上，平均值变化在 0.1～0.3%之间，烃含量均在 410ppm 以上，平均值大多变化在 550～1800ppm 之间。总的来看，我国陆相主力油源岩是一套灰黑色泥岩，所含碳酸盐岩极少，它们的有代表性的有机质丰度数据是，有机碳含量为 1.5%，氯仿沥青“A”为 0.15～0.20%，烃含量 1000ppm。陆相生油岩的有机质丰度，特别是烃含量不低，构成了陆相石油生成的良好的物质基础。

还应该指出的是，一般盐湖相生油岩，沉积时水体中生物发育受一定限制，加之碳酸盐含量较高（10～30%），因此有机碳含量较低。据江汉盆地始新统和柴达木盆地渐新统这两套盐湖相生油岩的资料统计，有机碳的平均值均为 0.6%，但是它们的烃含量不低。生油岩的烃转化率较高，是盐湖相生油岩的一个重要特点，但是东濮古盐湖则属另外一种类型。这是一种具盐跃层的深水盐湖，其水体盐度的分布状况与黑海和马拉开波湖类似，上层水淡，生物繁盛；下层水咸，利于有机质保存，因此，有机质丰度很高。当时，河水自南边补给湖盆，从北边的水道经济阳盆地入海；而海水自北边由水道的下层侵入湖盆，遂形成了湖水北咸南淡、下咸上淡的状况。此外，泌阳湖在核桃园组后期曾演变为一个碱性苏打湖泊，有碱矿形成，是成烃盐湖相中的又一种类型。

表 4-1　中国含油气盆地主要生油层地球化学基本参数

盆地 \ 项目		地层时代	地温梯度 (C / 100m)	上门限 $R_O = 0.6\%$		下门限 $R_O = 2.0\%$		有机碳 (%)	干酪根 H / C 原子比	氯仿沥青 "A"(%)	总烃含量 (ppm)	饱和烃/芳烃	烃转化率 (%)	$\delta^{13}C$(‰)		生油岩厚度 (m)
				温度(C)	深度(m)	温度(C)	深度(m)							原油	干酪根	
准噶尔	南部	P	2.5	60	2830	94	4400	2~10	1.00~1.53	0.072~0.338	650~1080		1.4~5.2	−29.4~−26.8	−32.6~−30.9	1200~1500
	西北部							1.0~1.3		0.028~0.149	100~500		1.7~5.6			
鄂尔多斯		T_3	2.7	南 60 北 70	1600			1.2~1.9	0.80~0.90	0.100~0.210	1378	2.7	6.4	−28~−27	−30.5~−29.5	300~500
松辽		K	3.8~4.2	65~70	1200~1300	146	2800	2.2~2.4	1.26~1.59	0.100~0.250	1467~1612	2.2	6.0~19.0	−27.4~−29.6	−25~−29	400
二连	北	K_1/J_3	4.9	70	1200			1.7~2.1	1.17~1.34	0.080~0.310	512~1210		5.0	−32.4~−28.5	−28.5~−27.0	1300
	南		4.0	78	1700			1.2~1.5		0.190	901		7.0			
酒泉		K_1		55	1500	63		1.1~1.8		0.143~0.225	320~1200	2.2	5.0~13.0	−31.0~−30.0		600
辽河西部		E_3	3.6	90	2700	174	4950	1.6~3.8	1.22~1.31	0.150~0.400	1870	2.	8.2			2000
渤海		E_3	2.8~3.5	120	3000			1.3~2.3	1.00~1.35	0.145~0.349	570~2370	2.5~3.1	4.6			3200
黄骅		E_3	3.1~3.5	101	2600	163	4300	1.1~1.8	1.10~1.50	0.120~0.190	400~800	1.5~3.0	6.4~7.5	−32.1~−26.5	−30.0~−24.4	2000~2500
济阳		E_3	3.6	104	2700	170	4200	0.8~3.0	1.28~1.41	0.200~0.380	1000~1600	3.5	6.0~13.0	−27.0~−28.5	−27.4~−26.1	2400
饶阳		E_3	3.1	101	2800	178	5300	0.1~4.6	0.80~1.39	0.190	37~4660	2.2~4.8	5.0~20.0	−29.1~−27.8	−26.5~−25.0	1500
中原		E_2E_3	3.1	92	2550	164	4900	1.0	0.72~1.42	0.134	800		25.0~30.0	−27.5~−24.0	−28.0~−25.5	2500
苏北东台		E_3	3.8	90	2500	167	4200	1.2~1.6	1.15~1.40	0.105	470	2.1~4.9	4.8			840
南襄	泌阳	E_3	4.1	93	1900	150	3300	1.4~1.8	1.26~1.59	0.138~0.217	840~1220	1.8~2.8	8.0~17.0	−28.5~−27.3	−27.5~−26.0	800
	南阳		3.8	91	2000	150	3550									
江汉		E_2E_3	2.6~3.7	95	2400	165	4800	0.6~0.7	1.16	0.206~0.339	900~1380	1.5~4.0	16.1~23.8	−28.3~−25.4	−25.9~−22.0	1500
柴达木		N	2.5~3.6	126	3300	206	6300	0.2	0.70~0.80	0.020	86	3.4	4.0~6.0			1200
		N_1E_3	3.4	96~102	2600~3000	180	5500	0.4~0.6	0.90~1.45	0.115	560	3.0~5.0	7.5~23.0	−25.4~−22.8	−26.4~−25.0	2500
珠江口		E_3	4.2	102	2200	180	4800	1.1~1.4		0.100~0.230	300~800		8.0			
北部湾	涠西南	E_3	3.6	98	2100			1.7~2.2	1.00~1.30	0.140~0.155	800~1200	1.8~2.3	4.0~13.0	−25.0~−25.7	−26.4~−21.0	800
	乌石		3.1	106	2700					0.230~0.310	900~1500	1.5~2.3	7.0~12.0			900

现将某些含油气盆地各时代主力生油岩的有机质丰度分布频率统计资料汇总在图 4–17 中。

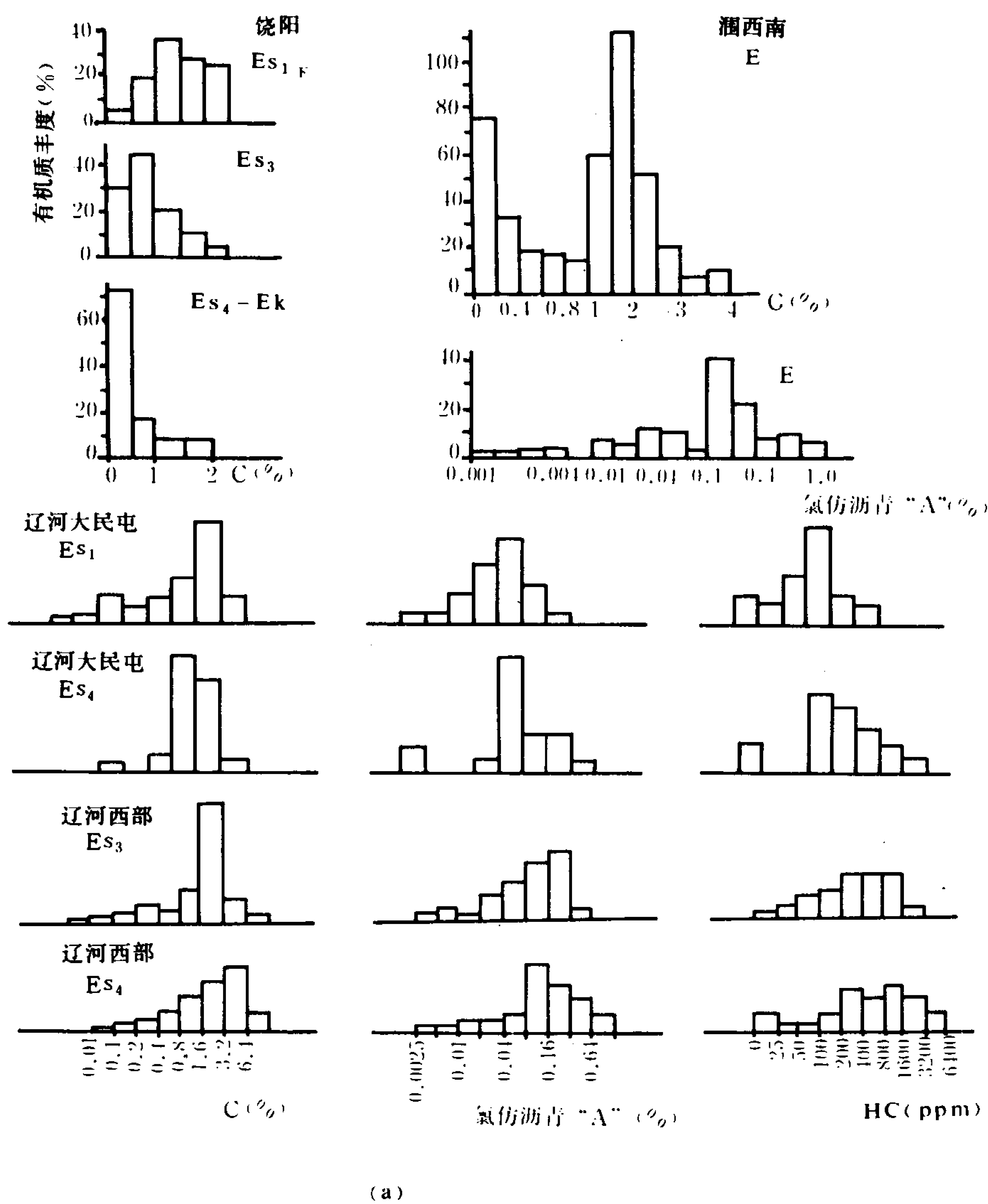


图 4–17　我国某些含油气盆地有机质丰度分布 (a) 我国东部第三系

结合干酪根类型，除盐湖相以外，可以提出有关生油岩丰度指标的界限，作为生油岩优劣的判别标准，详见表 4–2。

该表适用于淡水—半咸水湖相沉积的生油岩。应该指出，对一般盐湖相沉积，因其有机碳含量较低，而烃含量不低，宜划为中等生油岩，东濮为好生油岩。而沼泽相恰恰相反，常常有机碳含量高，氯仿沥青"A"含量高，而母质类型差，烃含量相对较低，有的是典型的气源岩，有的因壳质组含量较高而具有生油潜力，也应另行予以评价。不过某些特殊煤种，如藻烛煤、树脂煤、角质煤等腐泥煤及煤系中的湖积层，也具有较高的液态烃成烃能力。

在陆相沉积盆地中，有机质丰度随沉积相带展布而呈现出有规律分布的现象，是极为普遍的。就象我们在青海湖现代沉积物中所观察到的那样 (图 4–18)，沉积物中的有机碳含

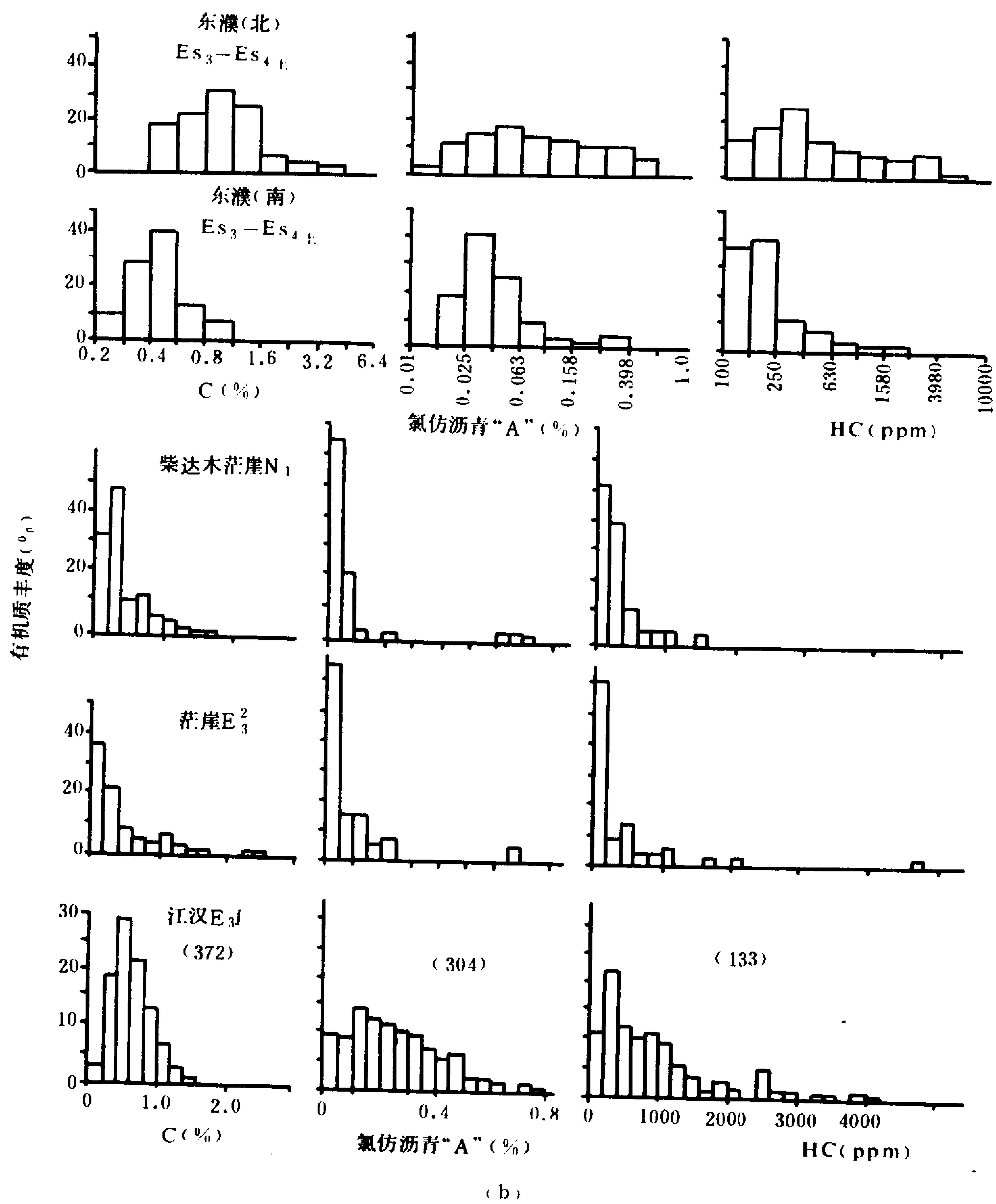


图 4-17　我国某些含油气盆地有机质丰度分布 (b) 盐湖相沉积物

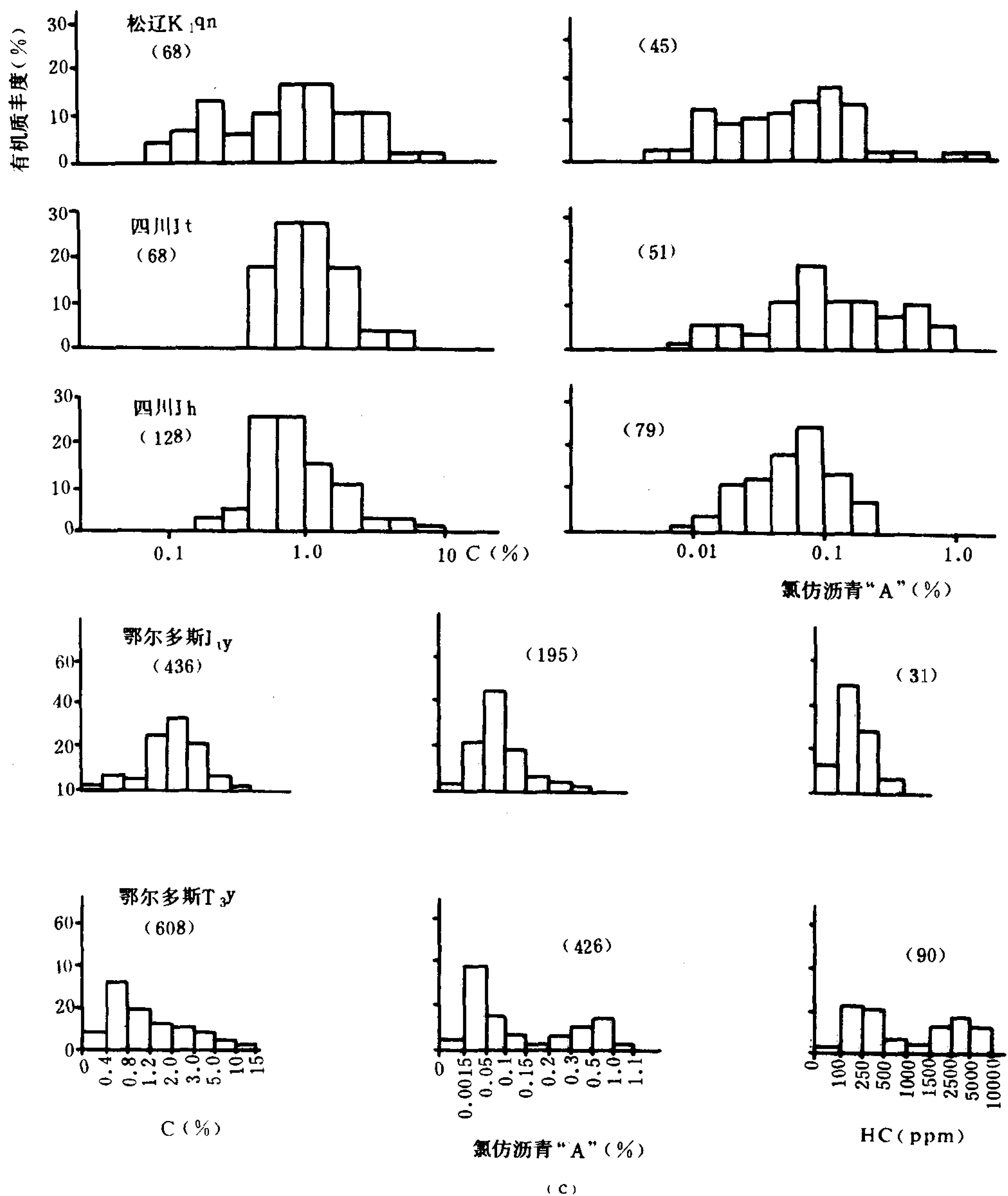


图 4-17 我国某些含油气盆地有机质丰度分布 (c) 松辽、四川、鄂尔多斯盆地，中生界

表 4-2　陆相生油层评价标准

项目＼生油层类别	好生油层	中等生油层	差生油层	非生油层
岩相	深湖—半深湖相	半深湖—浅湖相	浅湖—滨湖相	河流相
干酪根类型	腐泥型	中间型	腐殖型	腐殖型
H/C	1.7～1.3	1.3～1.0	1.0～0.5	1.0～0.5
有机碳含量（%）	3.5～1.0	1.0～0.6	0.6～0.4	<0.4
氯仿沥青“A”含量（%）	>0.12	0.12～0.06	0.06～0.01	<0.01
总烃含量（ppm）	>500	500～250	250～100	<100
总烃/有机碳（%）	>6	6～3	3～1	<11

量，随着湖水的加深及粒度的变细而有规律的增大。同样的规律，在氯仿沥青“A”和总烃含量的变化上也存在着。这是湖盆有机质丰度分布的一个重要模式，并且以深湖相沉积还原性最强，有机质丰度最高。

图 4-19、4-20 和 4-21，分别为松辽盆地白垩系、冀中坳陷和泌阳凹陷下第三系近海湖相油源层，有机质丰度分布图。不难看出，它们的共同特点是：有机质丰度等值线均呈环带状展布，在湖盆中部暗色泥岩厚度最大，有机质丰度最高。但是，如果湖盆中部有同生隆起存在，如大庆长垣那样，则厚度和丰度的高值区被隆起所分割，而位于这一同生隆起的两侧。这时，该隆起则成为油气聚集的最有利的场所。

还应该提到的是，在湖盆发生、发展和消亡的过程中，有机质丰度随时间的演变规律。在湖盆形成的初期，一般有一套红色洪积、冲积相堆积，有机质丰度很低，接着经河湖相而进入了湖泊发展的全盛时期。这时湖泊中水生生物繁盛，它们与陆源有机质一起，共同造成了湖相、特别是深湖相沉积物中有机质的富集。正是在这一时期产生了各湖盆的主要油源层，常厚逾千米。此后，盛极一时的湖泊，将逐渐演变为浅湖、河湖相而消亡；也可能演变为湖沼（潮湿气候）或高度浓缩的沉盐湖（干燥气候）而干涸。在湖泊逐渐消亡的过程中，除成煤沼泽外，有机质丰度逐渐降低。不过上述湖泊的演变过程，总是处于旋回式的递进或递退之中，因此有机质的丰度也就在湖泊生命历程中，呈现出一种旋回式演变的面貌。大庆的白垩系和鄂尔多斯的上三叠统中有机质丰度的纵向变化，均可以作为代表（图 4-22）。

三、陆相有机质——干酪根的特征

陆相生油岩中的不溶有机质——干酪根，是其分散有机质的主要赋存形式，其含量占分散有机质总量的 90%左右。尽管不能说工业性的油气聚集都是从干酪根生成的，未成熟石油也并非干酪根热降解的产物，但是干酪根毕竟是最重要的成烃母质。

干酪根的类型不同，其成烃能力和产物的基本性质都有很大差别。因此，对各项地球化学类型参数，了解它们各自的局限性和有效性，确定它们之间的相关性，从而对干酪根类型

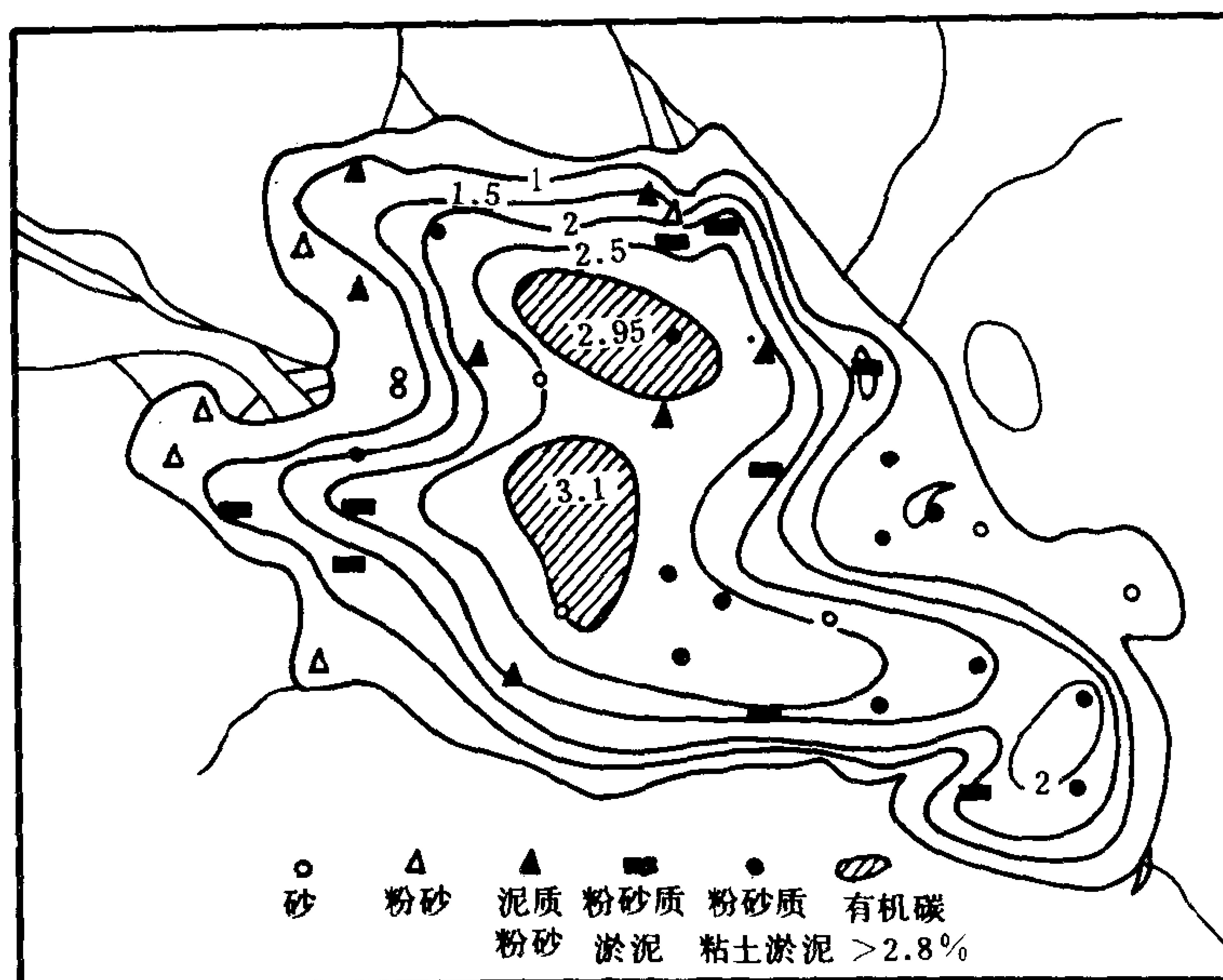


图 4-18　青海湖湖底沉积物中有机碳含量等值线图

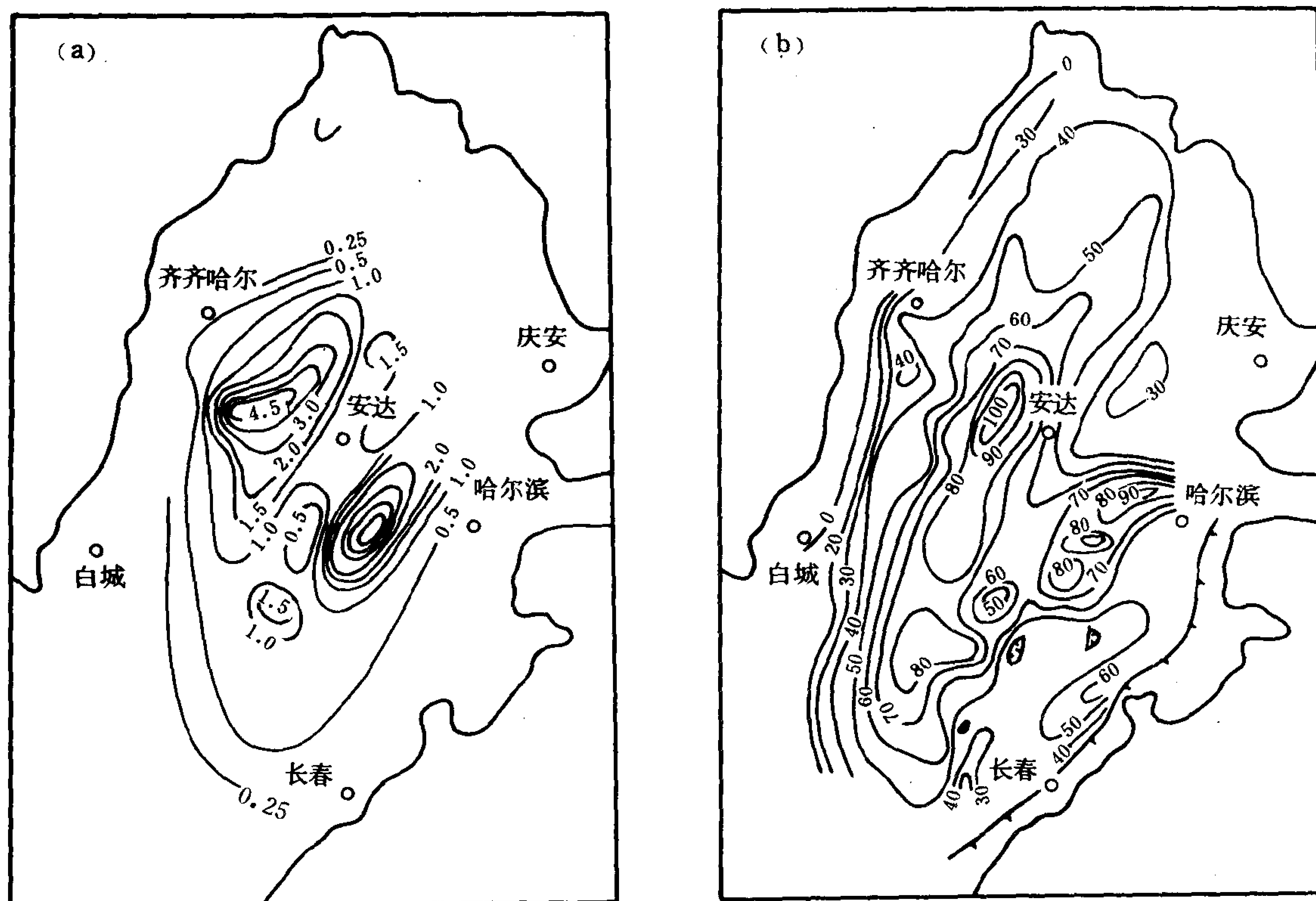


图 4-19　松辽盆地下白垩统青山口组青一段有机碳百分含量等值线图 (a) 和地层等厚图 (b)
(据李永康，1981)

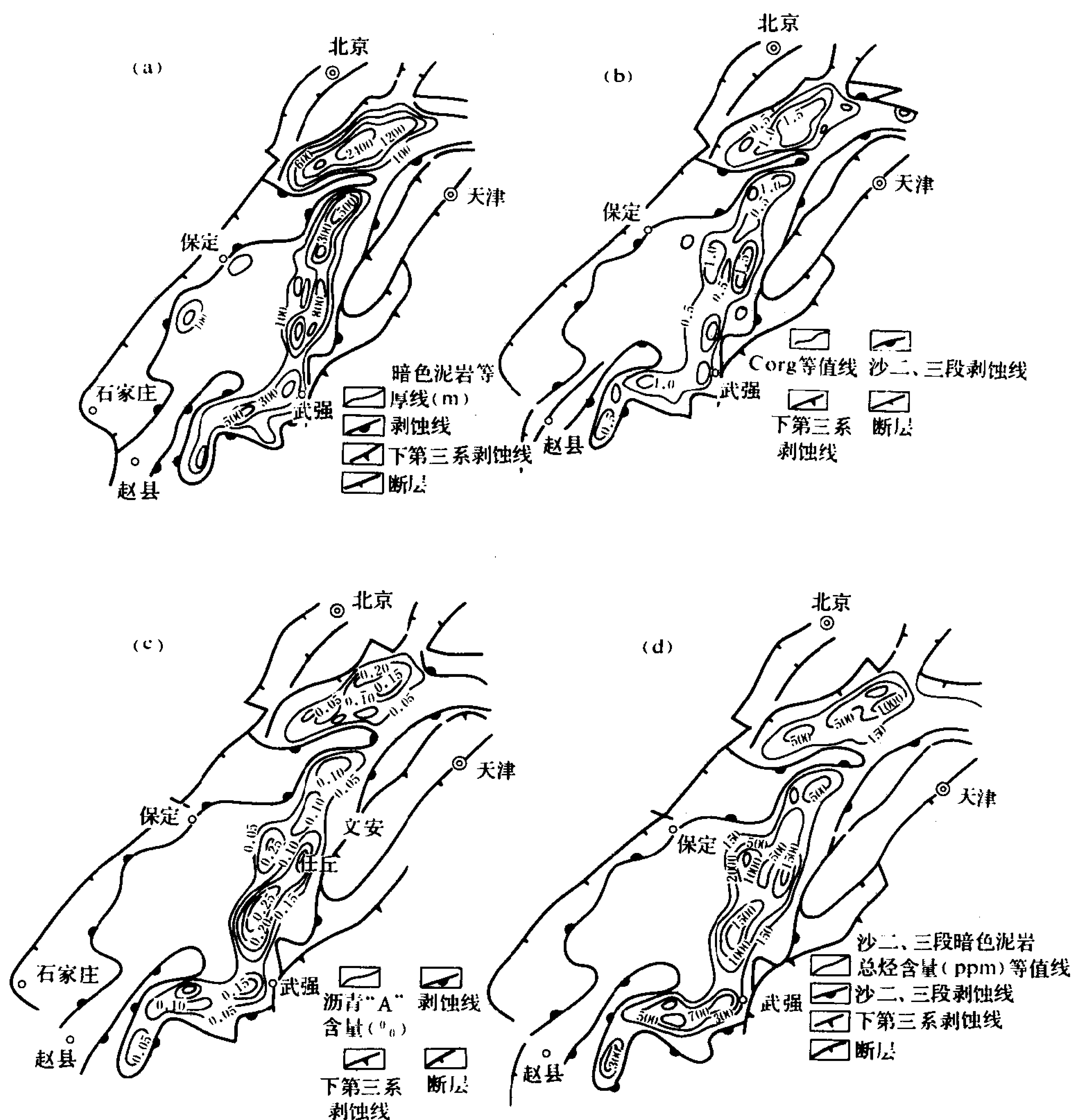


图 4–20 冀中坳陷渐新统沙三段生油岩等厚图 (a)、有机碳含量图 (b)、氯仿沥青"A"含量图 (c) 和烃含量图 (d)(据梁狄刚等, 1984)

作出正确的鉴别，就成为生油评价中首先要解决的课题。正是通过这方面的研究，可将陆相干酪根划分为三类五型：标准腐泥型（I_1)、含腐殖的腐泥型（I_2)、中间型（Ⅱ)、含腐泥的腐殖型（III_1）和标准腐殖型（III_2)。现将各干酪根类型划分的主要地球化学指标界限列于表 4–3 中。表中除碳同位素指标不适用于一般盐湖沉积外，所列其它指标对陆相都具有相当普遍的实用性。

镜下观察表明，生油岩中干酪根是各种有机残余物的集合体，其中那些无定形质点具有生化聚合物的性质。干酪根的类型及其成烃潜力主要取决于其组成中类脂组（包括富氢无定形质点、藻质体、孢粉体、角质体和木栓质体等）和腐殖组（包括由木质素和纤维素形成的各种镜质体和纤维体）的相对比例。

表 4-3　干酪根类型指标的对应关系

<table>
<tr><th colspan="2">类型
参数</th><th>标准腐殖型
Ⅲ₂</th><th>含腐泥的腐殖型
Ⅲ₁</th><th>中间型或混合型
Ⅱ</th><th>含腐殖的腐泥型
Ⅰ₂</th><th>标准腐泥型
Ⅰ₁</th></tr>
<tr><td colspan="2">干酪根的元素组成（H／C）</td><td>＜0.8</td><td>0.8～1.0</td><td>1.0～1.3</td><td>1.3～1.5</td><td>＞1.5</td></tr>
<tr><td colspan="2">干酪根稳定碳同位素（$\delta^{13}C‰$）</td><td>−20.0～24.5</td><td>−24.5～26.0</td><td>−26.0～27.5</td><td>−27.5～28.2</td><td>−28.2～31.0</td></tr>
<tr><td rowspan="2">热解氢指数 I_H
（mgHC／gCor）</td><td>岩　石
（S_2/S_3）</td><td>＜70
（0.5）</td><td>70～150
（0.5～2.5）</td><td>150～400
（2.5～15）</td><td>400～800
（15～50）</td><td>＞800
（＞50）</td></tr>
<tr><td>干 酪 根</td><td>＜130</td><td>130～250</td><td>250～600</td><td>600～900</td><td>＞900</td></tr>
<tr><td rowspan="2">红外光谱吸收
强度比（cm）</td><td>2900／1600</td><td>＜0.4</td><td>0.4～0.9</td><td>0.9～1.5</td><td>1.5～3.0</td><td>＞3.0</td></tr>
<tr><td>1460／1600</td><td>＜0.25</td><td>0.25～0.45</td><td colspan="3">0.45～1.20</td></tr>
<tr><td rowspan="6">热　　解
特定产物比</td><td>nHC／烷基苯</td><td>＜4.0</td><td>4.0～5.0</td><td>5.0～9.0</td><td>9.0～20.0</td><td>＞20.0</td></tr>
<tr><td>nC_{7-8}／2−甲苯</td><td colspan="2">＜1.5</td><td>1.5～3.0</td><td>3.0～5.5</td><td>＞5.5</td></tr>
<tr><td>C_2−苯／甲苯</td><td colspan="3">＜1.3～+0.1</td><td colspan="2">＞1.3+～0.1</td></tr>
<tr><td>二甲苯／甲苯</td><td colspan="3">＜0.9</td><td colspan="2">＞0.9</td></tr>
<tr><td>脂／芳</td><td colspan="3">3.0～5.4（1.8～3.0 系过成熟Ⅲ型）</td><td>5.4～8.5</td><td>8.5～23.5</td></tr>
<tr><td>C_9−／C_{10}+</td><td colspan="3">1.85～3 （＞3 者系过成熟，无母源意义）</td><td colspan="2">0.8～1.85</td></tr>
</table>

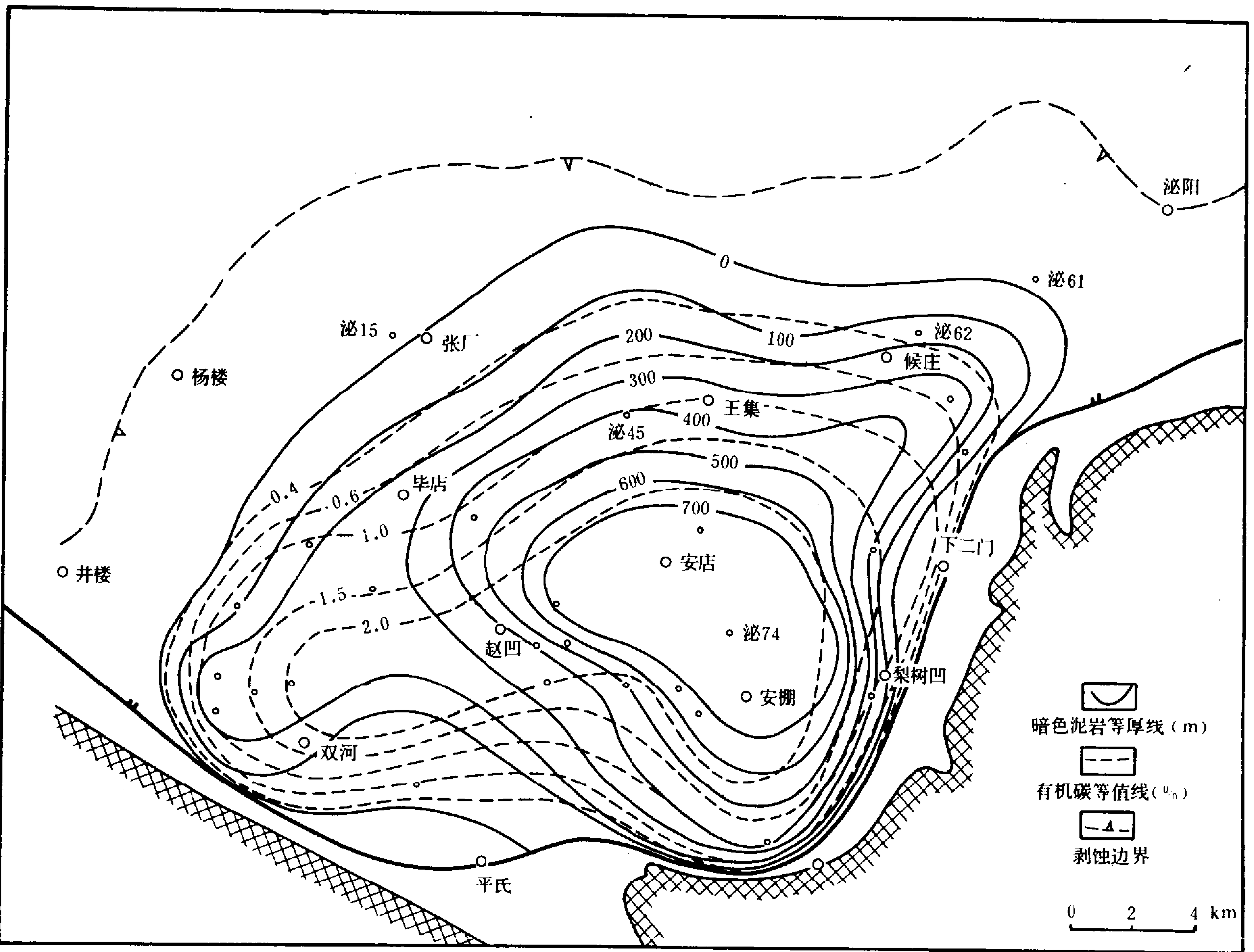


图 4-21 泌阳盆地始新统—渐新统核桃园组生油岩厚度和有机质丰度等值线图（据马万怡，1984）

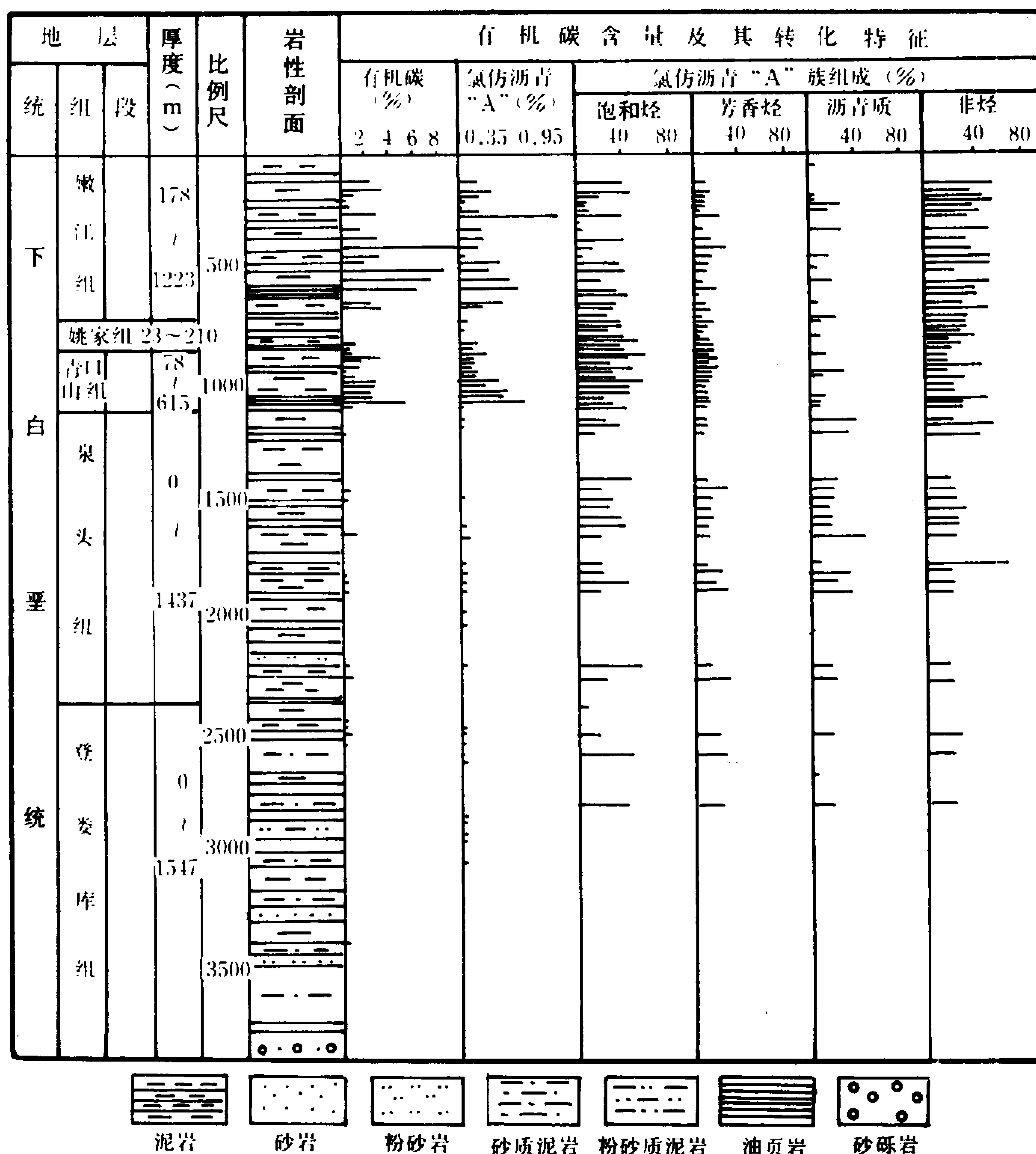


图 4-22　松辽盆地下白垩统有机质丰度剖面

沉积物中的有机质经早期的强烈脱氧作用，于门限深度上形成了相对富氢贫氧的化石干酪根。陆相地层中的干酪根以其类型的多样性为特征，但是作为深湖—半深湖相主力油源层的干酪根类型，则是以中间型（Ⅱ型）和含腐殖的腐泥型（$Ⅰ_2$型）为主的。其中干酪根的H／C原子比（表4-4和图4-23）大多变化在1.0～1.5之间。

干酪根的镜下观察结果，曾多次发现几乎纯粹由盘星藻等藻质体组成的标准腐泥型（$Ⅰ_1$型）干酪根。而更为普遍的情况是，干酪根中除有一定数量的镜质体外，还含有大量的藻质体、无定形体以及其他壳质组的成分，如孢粉和菌孢等，显示出水生的和陆源的有机残体相混杂的面貌。正是由于陆相干酪根孢粉、菌孢，还有角质体等陆源类脂体的普遍存在，构成了陆相石油高含蜡的主要物质基础。至于标准腐殖型干酪根，是作为气源岩而存在的，主要见于浅湖相和煤系地层中。

与有机质的丰度相应，随着湖盆相带的变化，有机质类型也展现出环带状分布的特点(如图4-24所示)。在深湖—半深湖相中，有机质类型最好，而在滨湖、沼泽和浅湖相中，

表 4-4　陆相油源层中干酪根元素组成表

干酪根类型	盆地或地区	层位	重量百分比					原子比	
			C	H	O	N	S	H/C	O/C
I_1	泌阳	渐新统核桃园组	63.14	8.68	13.54	1.36		1.68	0.16
	泌阳	渐新统核桃园组	65.73	8.98	13.34	1.53		1.63	0.15
	南阳	渐新统核桃园组	62.96	8.71	11.33	0.86		1.66	0.14
	大庆	下白垩统青山口组	79.95	9.21	3.61			1.39	0.03
	皮森斯盆地	始新统绿河页岩	76.50	10.00	10.30	0.60	2.60	1.57	0.10
I_2	尤因塔盆地	始新统绿河页岩	80.90	8.60	4.40	3.80	2.30	1.27	0.04
	泌阳	渐新统核桃园组	76.55	8.85	12.91	2.03		1.37	0.13
	南阳	渐新统核桃园组	77.85	8.49	7.86	1.54		1.32	0.08
	南阳	渐新统核桃园组	78.95	9.62	15.77	1.64		1.46	0.15
	大庆	下白垩统青山口组	72.40	8.06	7.65			1.34	0.08
	抚顺	下第三系油页岩	75.65	9.04	11.56	2.40	1.35	1.43	0.12
	尤因塔盆地	始新统绿河页岩	75.90	9.10	8.40	3.90	2.60	1.44	0.08
II_2	泌阳	渐新统核桃园组	66.76	6.63	14.68	2.14		1.19	0.16
	南阳	渐新统核桃园组	76.75	8.07	14.78	1.18		1.26	0.14
	南阳	渐新统核桃园组	74.47	7.78	19.86	1.89		1.25	0.20
	抚顺	下第三系油页岩	71.82	7.94	15.95	2.73	1.56	1.33	0.17
	茂名	下第三系油页岩	73.74	8.22	13.30	2.69	2.05	1.34	0.14
	巴黎盆地	下托尔阶	72.60	7.90	12.40	2.10	4.90	1.30	0.13
	巴黎盆地	下托尔阶	85.40	7.10	5.00	2.30	0.20	1.00	0.04
III_1	鄂尔多斯	三叠系延长统	68.28	5.47	13.01			0.96	0.14
	鄂尔多斯	三叠系延长统	70.42	5.07	12.67			0.37	0.14
	鄂尔多斯	三叠系延长统	79.47	5.55	9.23			0.84	0.09
III_2	鄂尔多斯	侏罗系延安统	77.56	5.08	15.04			0.79	0.15
	鄂尔多斯	侏罗系延安统	77.19	4.80	12.23			0.75	0.12
	鄂尔多斯	侏罗系延安统	75.93	3.85	10.82			0.61	0.11
	抚顺	下第三系次烟煤	69.62	5.39	21.03	3.43	0.53	0.93	0.23
	茂名	下第三系褐煤	70.54	5.43	20.21	2.83	1.01	0.92	0.22

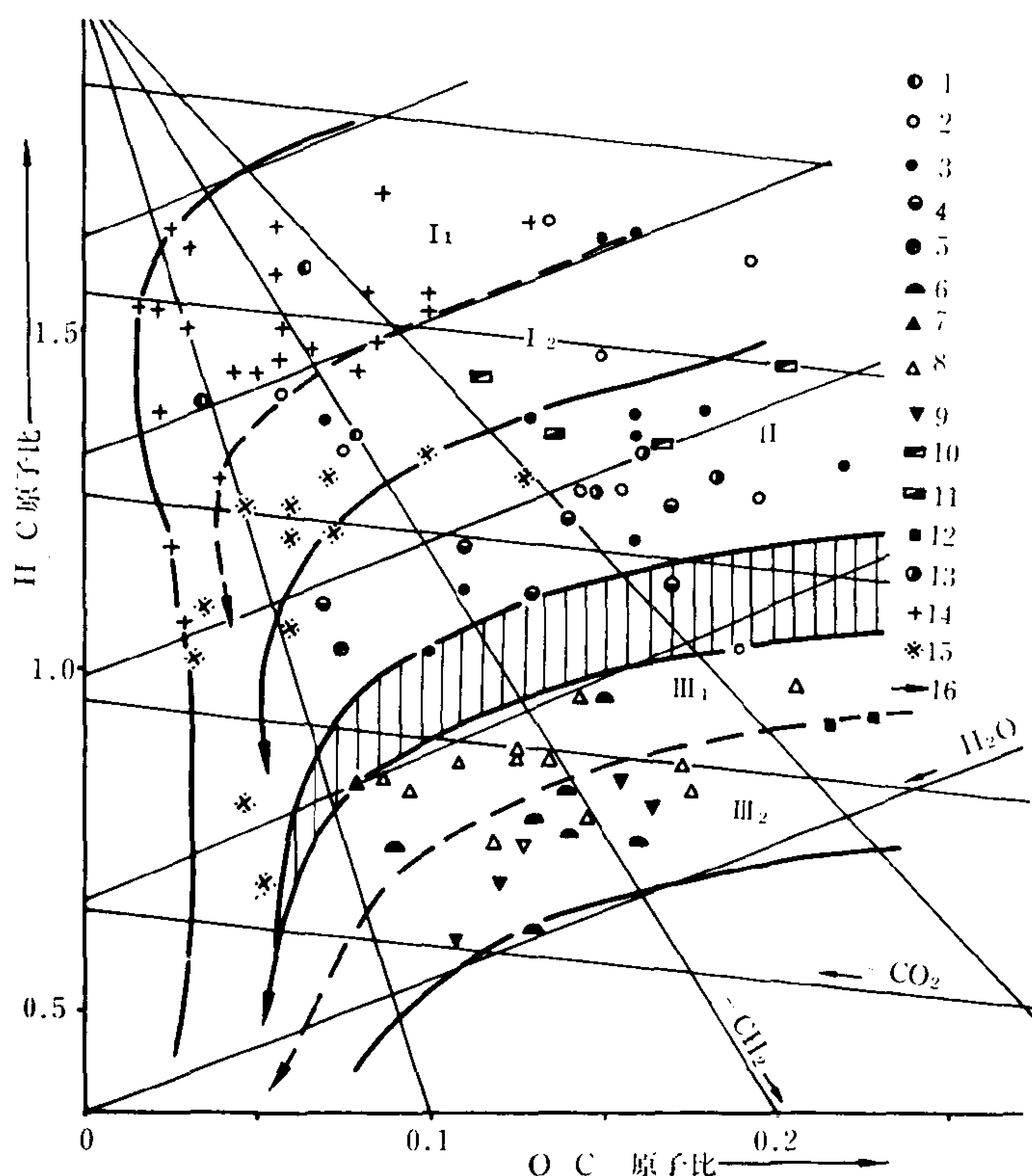


图 4-23 陆相干酪根演化类型图解

1—大庆;2—南阳;3—泌阳;4—廊固;5—辽河;6—柴达木;7—四川;8—鄂尔多斯(T);9—鄂尔多斯(J);10—抚顺油页岩;11—茂名油页岩;12—抚顺和茂名煤;13—东营;14—绿河页岩和藻;15—下托尔阶页岩;16—演化途径

有机质类型变差。在湖泊的发展上，好的有机母质类型，产生于湖水最深、水域最广的全盛时代，而在湖泊逐渐消亡中，母质类型变差。这时，无论是在潮湿气候下，湖泊演变为成煤湖沼，还是在干燥气候下，由半咸水湖演变为沉盐湖，母质类型都是向变差的方向发展。如柴达木盆地第三纪渐新世和中新世早期，湖泊水域深广，处于碳酸盐沉积的半咸水阶段（盐度约为20～50‰），沉积中的碳酸盐含量高达35～45%，干酪根类型以Ⅰ型和Ⅱ型为主。中新世晚期以来，湖水日益咸化，故上新统的干酪根类型几乎都是Ⅲ型。

另外，在地质时代上，有机质类型的变化也有一定的规律。在陆生植物极为繁盛的晚三叠世和早、中侏罗世，干酪根以腐殖型为主。在陆生植物不太繁茂，而水生生物却非常繁盛的白垩系和下第三系，干酪根则是以中间型和腐泥型为主。

还应该指出，在干酪根成烃演化的过程中，随着烃类从干酪根中不断产生，即脱氢的过程，其本身则变得愈益贫氢富碳。这就必然按已经确定的类型界限，发生干酪根类型的递变——从Ⅰ型或Ⅱ型干酪根演变为Ⅲ型干酪根。在这里，类型更替的程度，实质上意味着产烃量的多少。这种现象是普遍存在的。对鄂尔多斯盆地上三叠统主力生油岩的研究结果表明，其现今是Ⅲ型干酪根，H/C原子比0.9左右，R_o=0.9～1.0%，却生成过上百亿吨液态烃类。对这种干酪根的镜下观察、红外光谱和碳同位素的检测证明，其原始的干酪根类型是很好的，属Ⅰ型和Ⅱ型。现在的贫氢干酪根是较深的成烃演化的结果；兹命名为衍生或次生Ⅲ

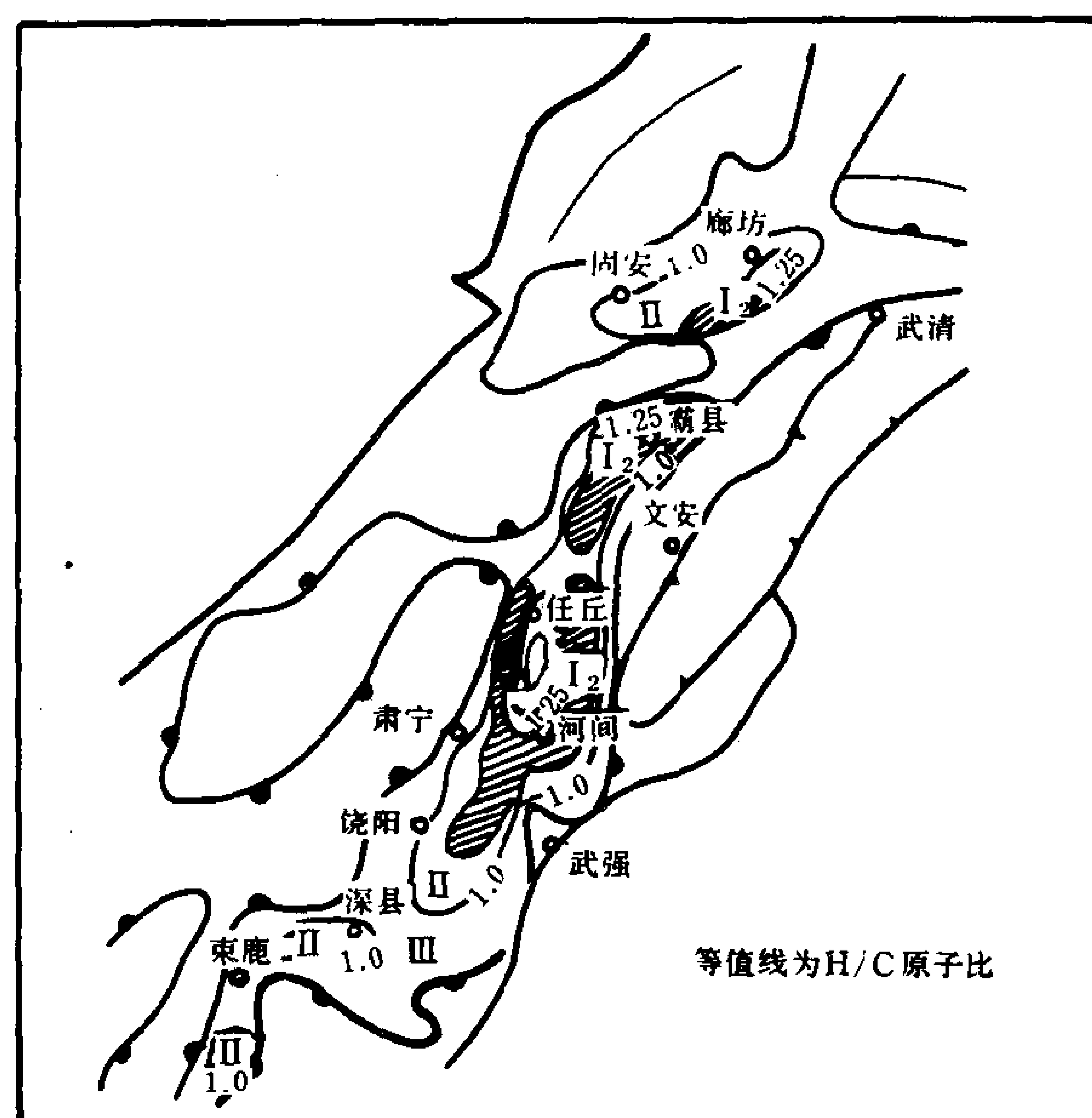


图 4-24 冀中坳陷下第三系沙三段有机质类型分布图（梁狄刚，1984）

型。

研究证明，我国大、中油田的分布，都是以优质油源区的存在为基础的。这种油源区的特点是：成油母质的类型好（中间型—腐泥型），有机质（包括烃含量）的丰度高（有机碳为 1.0～2.5%，烃含量＞500ppm），且经历过相当深度的成烃演化作用，生油层的厚度大（800～2000m），以及生储盖组合配置良好。总之，油源丰富，并有良好的储集条件相配合。按主力油源层的干酪根类型，我国的油源区可分为五类（表 4–5）。各种类型的湖相沉积中有机质的富集及其成烃演化的结果，形成了我国陆相地层中丰富的油气聚集，油源区控制着油气田的分布（图 4–25，图 4–26）。

表 4–5 油源区的类型及其生油潜量

类 型	名 称	沉积相		有机质含量 (%)	干酪根烃产率 ($mg_{烃}/g_{有机碳}$)	生油量 ($kg/t_{岩石}$)
第一类	腐泥型油源区	深湖相		2～3	400～500	8～15
第二类	亚腐泥型油源区	深湖相		1.5～2.5	350～450	5～12
第三类	中间型油源区	半深湖—浅湖相	盐湖相	1.0～2.0	250～350	3～7
第四、五类	腐殖型油源区	湖沼相		0.4～1.5	150～250	0.5～3

我国的大、中型油田主要与第一、第二类油源区有关，如大庆、辽河、胜利、任丘、大港、泌阳和克拉玛依等油田。现今石油储量的 90%以上是与一、二、三类油源区有关的，

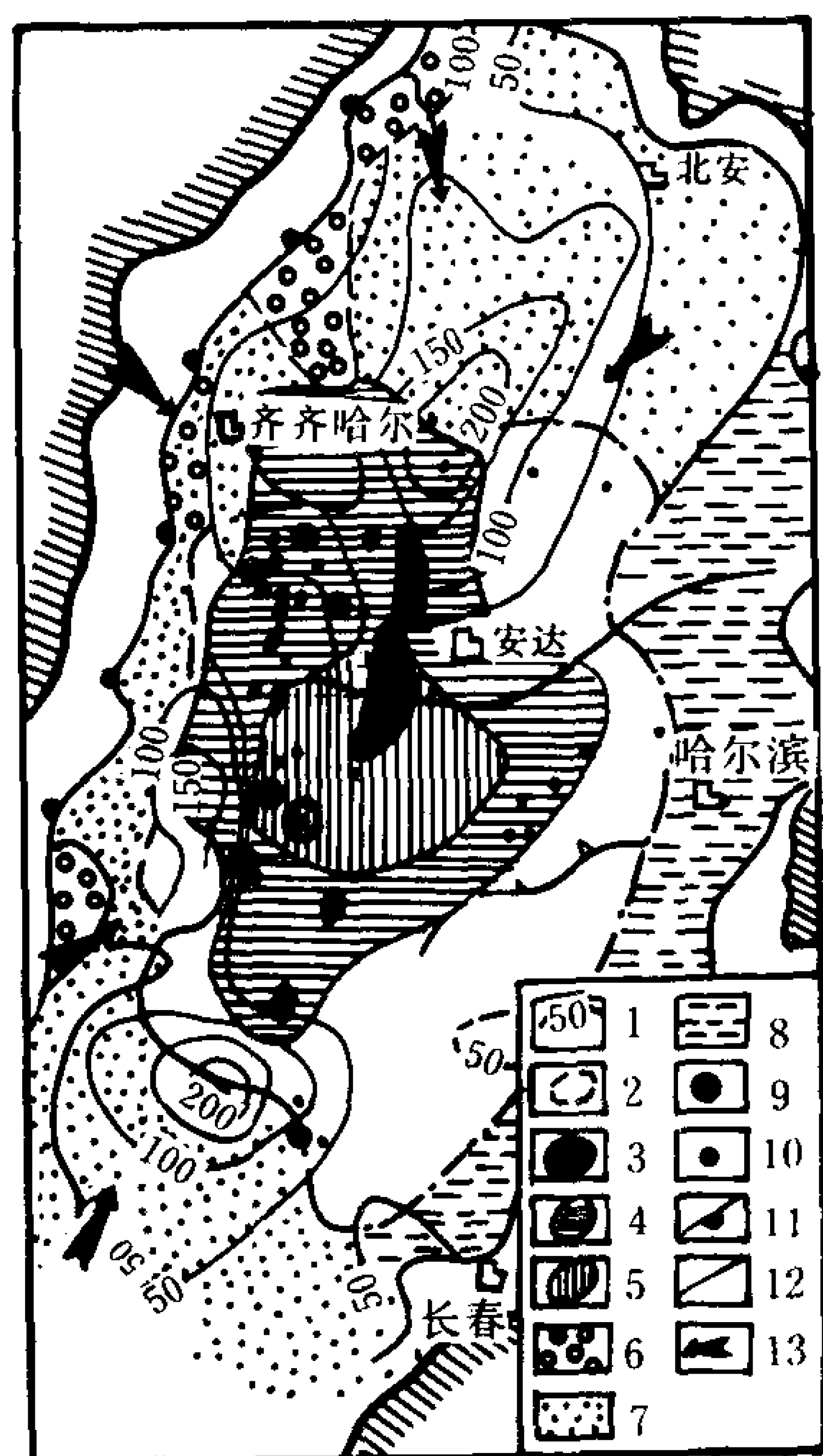


图 4-25　松辽盆地油源区与油田的关系
1—砂岩厚度等值线,米;2—湖岸线;3—油田;4—生油环带;5—生油核部;6—边缘相;7—河流相;8—东部红层区;9—少量油流井;10—见油气显示井;11—地层分界线;12—砂岩尖灭线;13—物源方向(据杨万里等,1985)

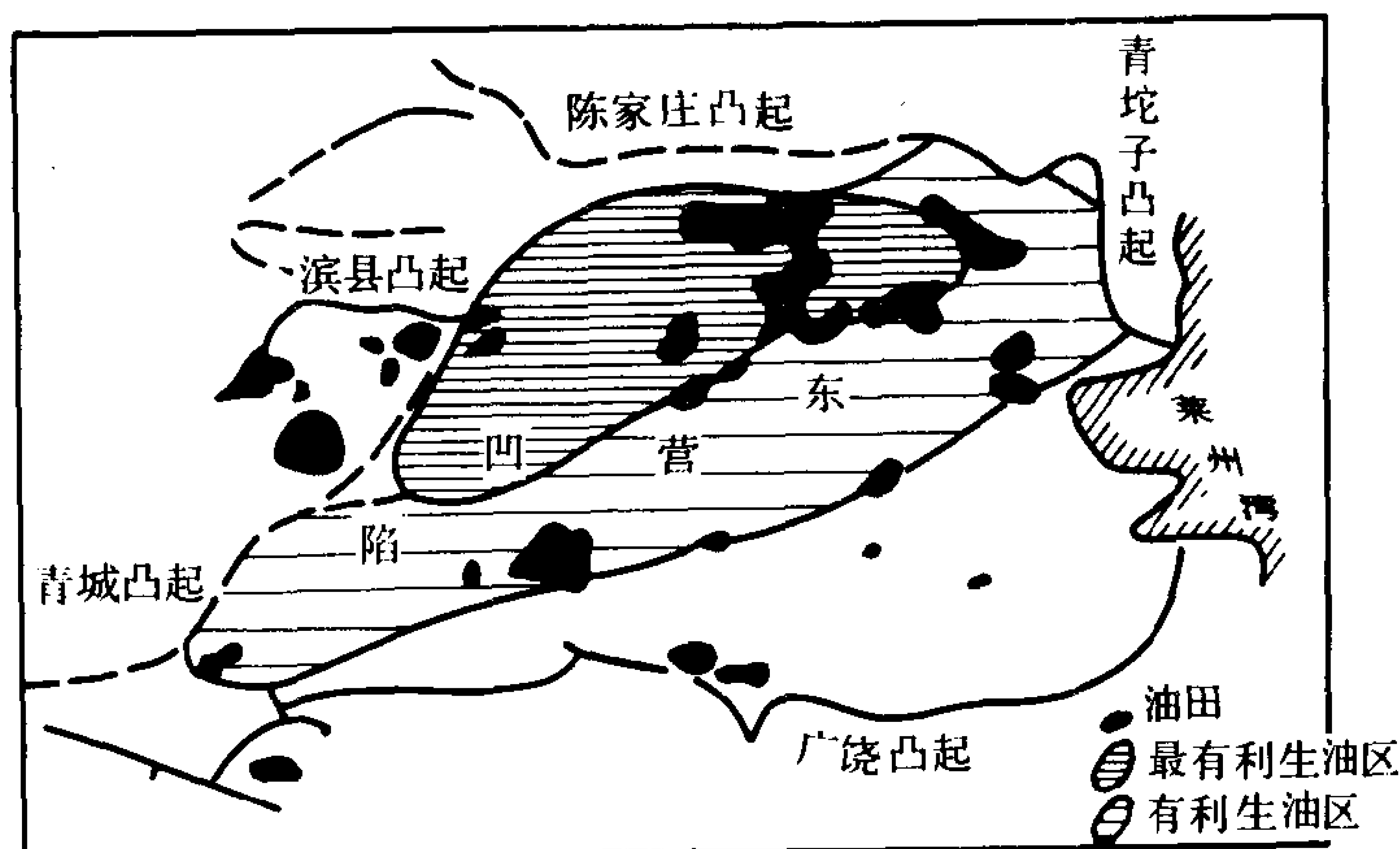


图 4-26　东营凹陷油源区与油田分布

而与第四类、第五类油源区有关的地质储量只不过占百分之几。柴达木盆地盐湖相油源区，尽管有机质含量较低，但烃含量高。母质类型亦较好，与碳酸盐岩油气区有某种相似之处，仍应划分为第三类或第二类油源区，有成为大型油区的可能。可见在石油勘探中，首先应确定油源区的类型，把主要勘探力量集中在优质油源区的油气勘探上，才有可能获得良好的勘探成效。

第五节　陆相有机质的成烃演化和机理

一、有机质的成烃演化

近十年来，我国应用先进的技术手段，普遍而深入地开展了各油区综合有机地球化学研究，其中，对有机质成烃规律的查明，就是一个重要方面。从我国各陆相含油气盆地生油岩中所揭示出来的有机质热演化规律表明（如图 4-27、4-28 所示，更详细的资料参见表 4-1），它们与国外海相地层一致，同样可以划分为未成熟、成熟（进一步分为低、中、高成熟三个亚段）和过成熟三个阶段。

（一）未成熟阶段

其镜质体反射率<0.6%，相当于成岩作用阶段和煤阶中褐煤演化阶段的底界。这个阶段的普遍特征是：总烃的含量低（数十 ppm），胶质和沥青质含量高，故有机质的转化率低

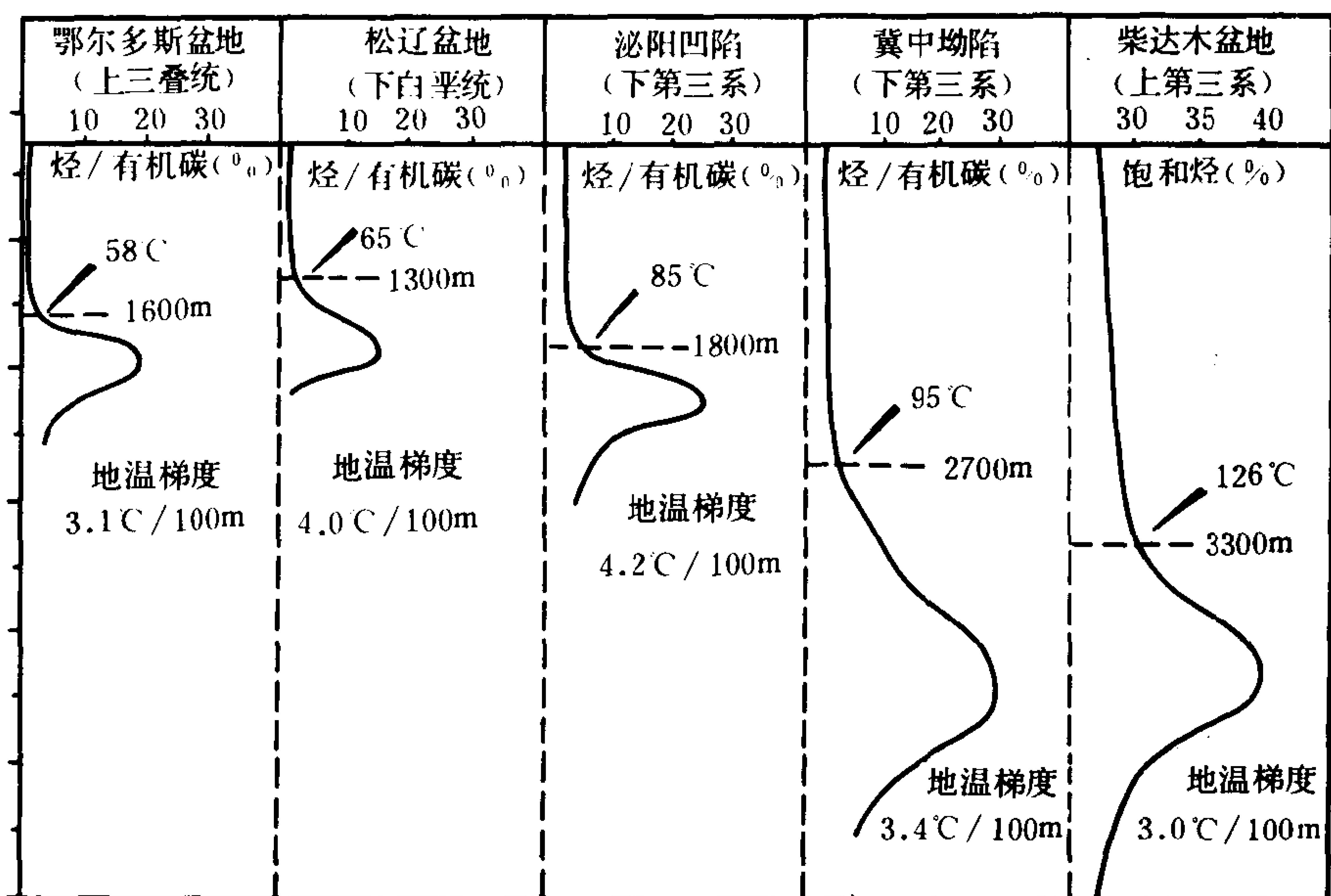
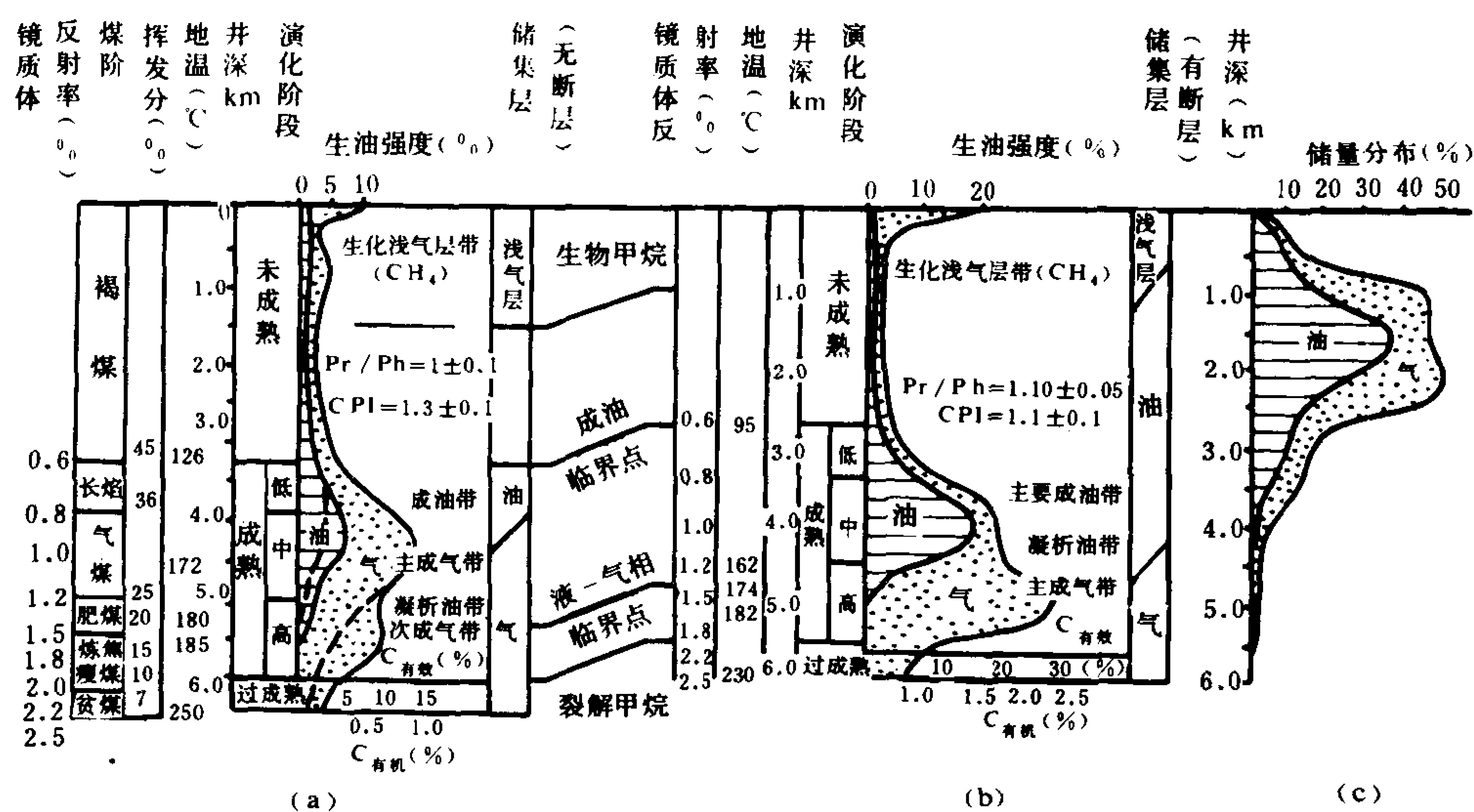


图 4–27　中国各地质时代生油岩中有代表性的烃转化率曲线



(a)　(b)　(c)

图 4–28　陆相生油岩中有机质的成烃演化模式

(a) 上第三系，腐殖型；(b) 第三系，腐泥型；(c) 世界大、中油气田气储量的深度分布

(烃／有机碳＜3%)，正烷烃 CPI 值＞1.3，姥／植＜1.0。干酪根富氧，并随熟化而显著降低（脱羧作用)。至于氢则随熟化而富集，并最终导致干酪根成熟，具备了产烃能力。在未成熟生油岩中所存在的少量烃类，明显属于生物残留烃类和在生物化学作用下产生的初级转化烃类，以保留着原始的生物构型和组成为特征。值得注意的是，在那些有机质丰度较高的

未成熟生油岩中，原始的烃含量也可以达到数百 ppm。在这种情况下，随着泥岩的压实、排液，在未成熟阶段的后期（相当于镜质体反射率 0.4～0.6 或 0.7%的阶段），将会有未成熟石油和未成熟凝析油产生，并往往造成工业性的油气聚集。这在许多含油气盆地浅层中（一般埋深 2500m 以内）均有发现。其中，未成熟的凝析油见于柴达木盆地的开特米立克构造，埋深 1600m（图 4–29）。在这种凝析油中，谷甾烷的 C_{29} 20S／（20S+20R）的比值仅为 0.20，萜烷中的 C_{30} 莫／藿比却高达 0.4，足见其成熟度相当低。

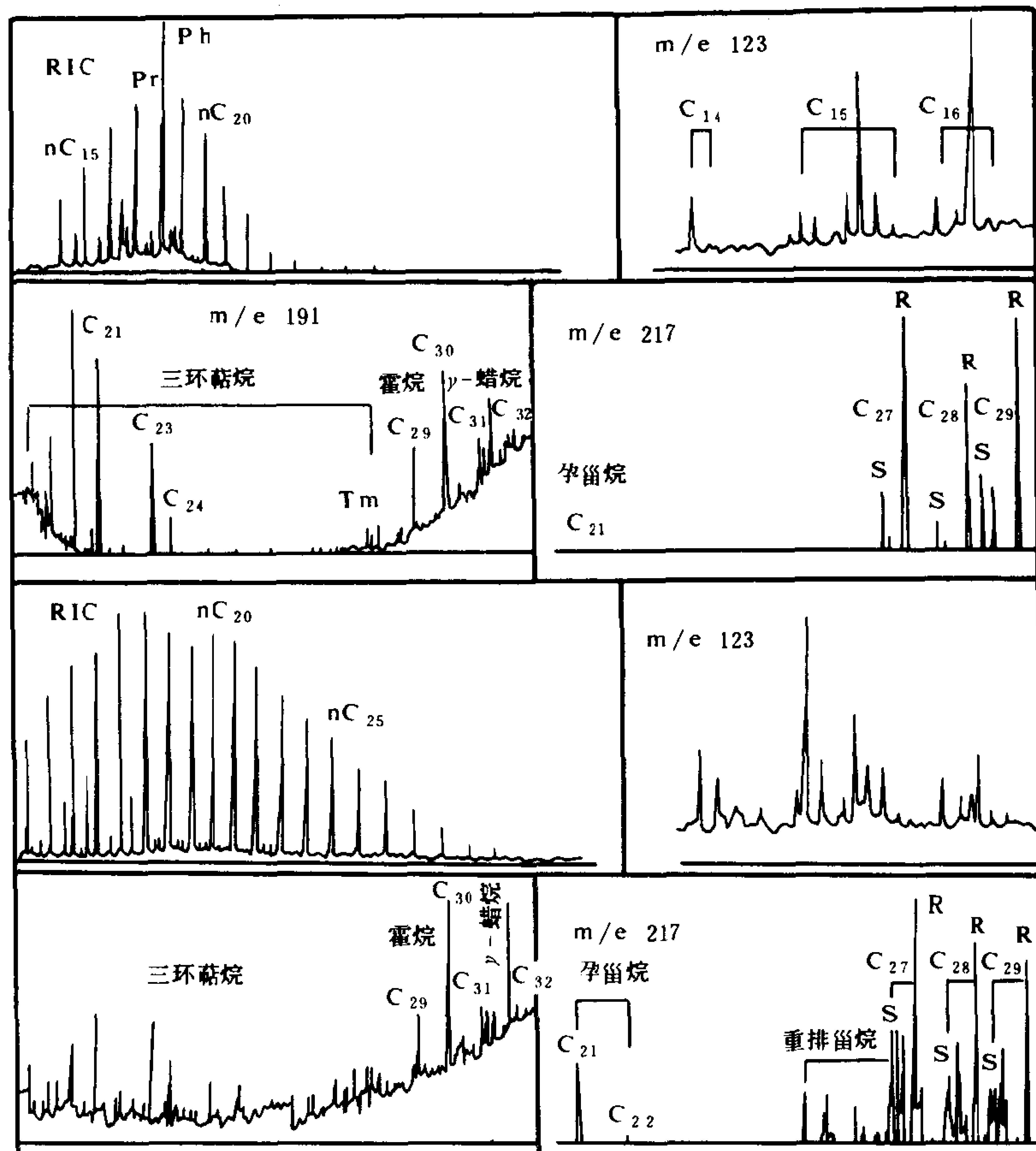


图 4–29　柴达木盆地未成熟油的质量色谱图

对辽西、冀中和苏北的研究表明，在成岩作用后期，在干酪根形成、熟化的过程中，同时有并非来自干酪根的未成熟分散沥青和烃类的形成作用，并可出现较高的烃转化率。与成岩早期相比，这时的分散沥青其还原性较强，烃含量增加，而非烃、沥青质的含量从 80～90%，下降为 60～70%。看来，脱羧作用不仅是干酪根形成，也是沥青和烃形成的重要反应。研究证明，干酪根在其成熟、石化之前（由年轻干酪根转变为化石干酪根），在自然条件下是不产烃的。那么在成岩作用后期沥青和烃类的形成现象，自然与沉积物中水溶和脂溶性有机质的直接成烃转化作用有关。

在这一阶段，泥岩的孔隙度一般降低 5～6%，并伴随着大量孔隙水的排出，为石油的初次运移创造了十分有利的条件。据贝克计算，若从泥岩中排出的液体中仅含有 1.8mg／l

的烃类，在适宜的地质背景下，便可以解释现有的石油储量。在成岩作用后期，只要有适当的油气聚集、保存条件，从生油岩中排出的未成熟石油就可以形成工业性的油、气储集。从辽河西部凹陷的研究中（如图 4-30 所示），我们看到了这种石油的工业性聚集过程所造成的可溶有机质在组分上的分异现象。未成熟油田中的石油在族组成上，其非烃和沥青质组成的含量，与其生油岩相比降低了 30～35%。

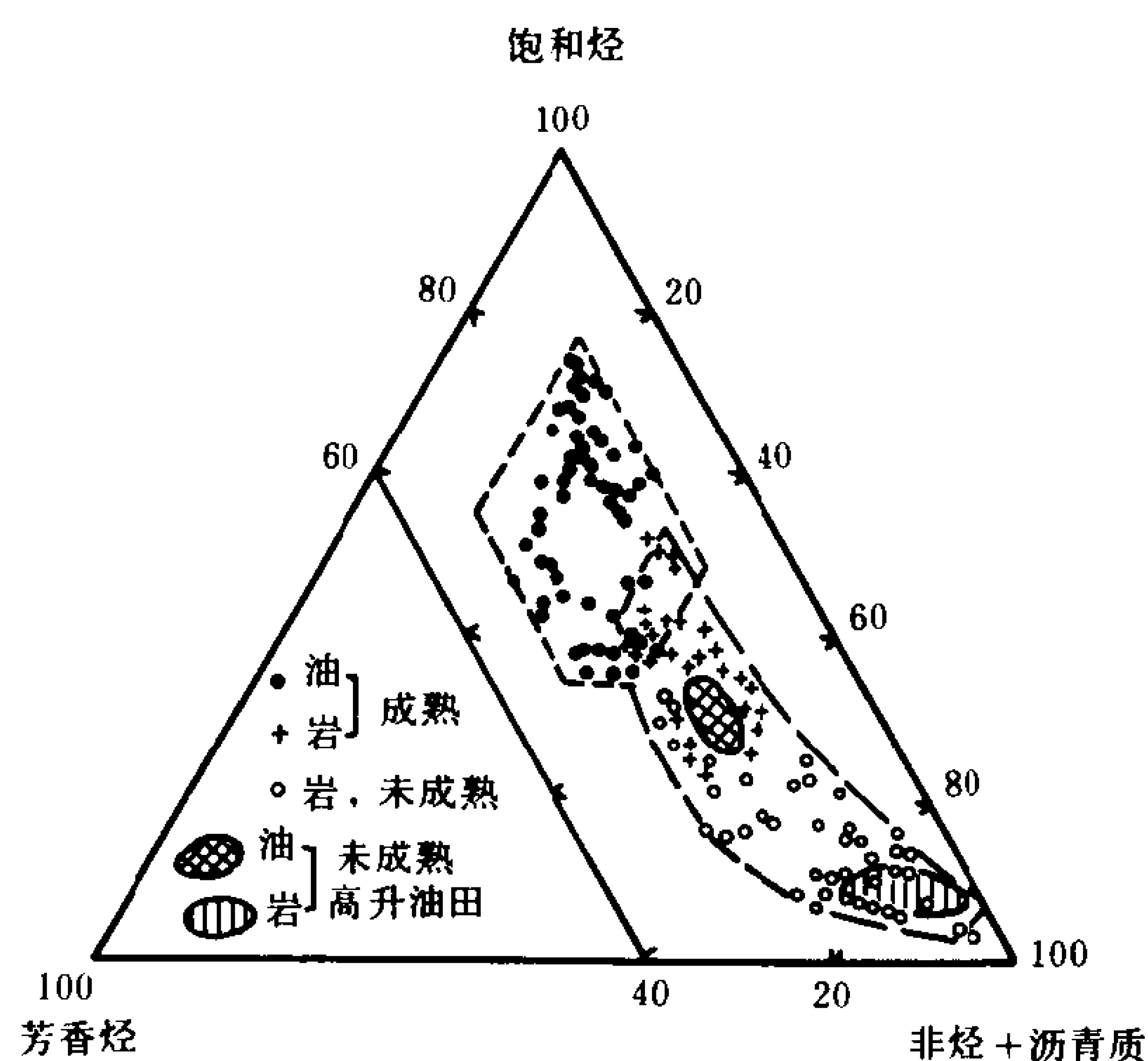


图 4-30　辽河盆地第三系油、岩中氯仿抽提物族组成三角图（据朴明植，1984，改编）

生油岩中有机质演化的未成熟阶段，应属非干酪根热降解产烃阶段。其早期的生物甲烷气来自细菌对有机质的分解。而晚期的未成熟石油和未成熟凝析油则来自生油岩中的可溶有机质，包括原生烃和非烃的低温热降解在内。

（二）成熟阶段

其镜质体反射率 R_o 为 0.6～2.0%，属深成作用阶段。其中包括低成熟，R_o＝0.6～0.8%，与长焰煤阶相当；中成熟，R_o＝0.8～1.2%，与气煤阶相当；高成熟，R_o＝1.2～2.0%，与肥煤、炼焦煤阶相当。与这三个干酪根热降解成烃演化阶段相对应的烃类产物分别为低成熟石油（有时为重质的）、成熟石油、凝析油和湿气。可见，这是一个干酪根热降解成烃的主要阶段，所有液态烃类，除少量生成于未成熟阶段之外，都是在这一时期生成的，并在演化的后期大部分裂解为气态。

在这一阶段中，成烃作用最明显的特征是：随演化程度的加深，干酪根发生了显著的脱亚甲基链［$(CH_2)_n$］的作用，即干酪根的氢指数（I_H）或 H／C 原子比逐渐下降，有大量烃类的生成，其量远远超过未成熟阶段所生成的烃类，烃转化率可达 15%左右，所有烃类的构型参数都先后趋向异构化的终点，表现出烃类的成熟作用不断加深的现象，最终发生裂解而气化。

至于干酪根本身，在这一阶段的演化中，缩合程度越来越高，类脂组分越来越少，产烃能力越来越弱。干酪根的红外光谱测定表明，缩合芳核（相当于镜质组）在演化中是相当稳定的，对成烃作用几乎没有什么贡献，因此随演化程度的加深干酪根的芳香度（fa）增大。

研究柴达木盆地旱 2 井生油岩中烃类的演化特征表明（图 4-31），在这一阶段中，正构烷烃的奇数碳优势（CPI）进一步减弱，以至消失；轻质烃的优势（C_{22}^-／C_{23}^+）逐渐加强，至高成熟阶段发生突变，其值突然增大，是有机质演化进入凝析油和湿气阶段的重要标志；在陆相生油岩中常见的双峰现象，在这阶段的后期，最终随着高碳数峰群的消失而为轻质烃的单峰群所代替。这个阶段所生成的成熟石油，有时会“淹没”早期生成的未成熟或低成熟石油的特征（稀释作用）。但是，在不少盆地中所发现的、由不同成熟度石油所组成的油藏系列，如渤海湾、苏北、百色和柴达木等盆地，证明不同演化阶段所形成的不同成熟度的石油并不一定会发生明显的掺混作用，而具有“自生自储”的特征。

还应该指出，在盐湖相的演化剖面中，CPI 值通常表现为偶奇优势，而煤系地层则与此相反。

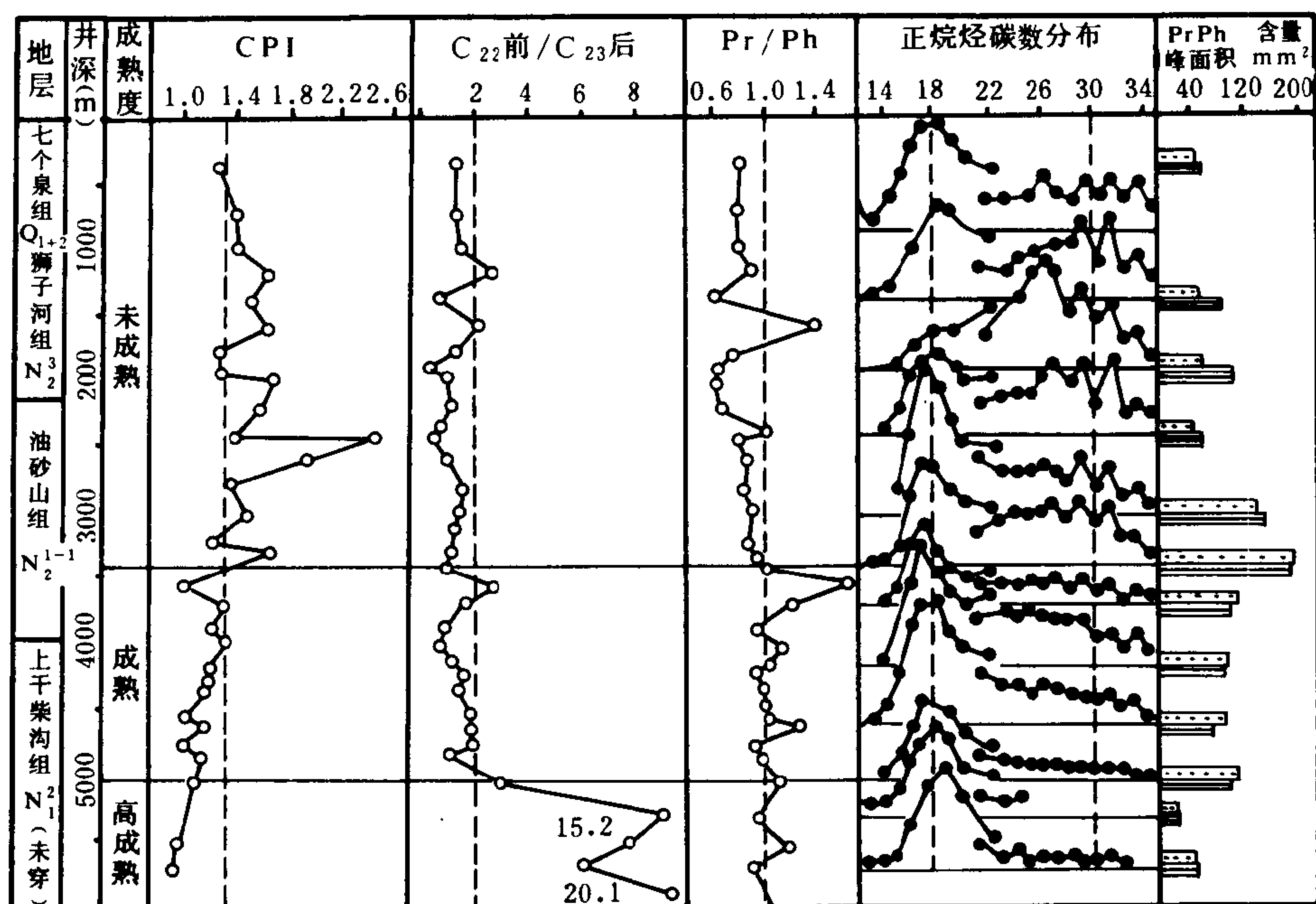


图 4-31　柴达木盆地上新统至中新统岩石抽提物的烷烃特征参数分布剖面图

成烃门限是一项重要的地球化学参数，它的出现意味着大量成烃阶段的到来。

我国的地势西高东低，地壳厚度西厚东薄，西部盆地的地壳厚度达 40～50km，西藏高原更厚，而东部只有 35～40km，大陆架更薄。这种状况，决定了我国地热场分布的基本特征。西部盆地（新疆）的地温梯度仅 2.0℃／100m，而东部诸盆地高达 3.5～4.5℃／100m。因此，同一时代相比较，成油门限的深度西部大而东部小。一般说来，我国东部沿海主力生油层——渐新统的成油门限深度为 2400～2700m，地温 90～120℃。不同地区由于构造背景和地热场不同而有差异。在那些地温梯度高达 4.2～4.5℃／100m 的地区，如泌阳凹陷，门限值（下第三系）仅 1800m，86℃。由于时一温补偿关系，我国中生代生油层的门限值要小得多，如松辽盆地白垩系青一段仅 1250m，60～65℃。汇总我国各含油气盆地五个不同时代生油层门限温度的资料，如图 4-32 所示，表现了良好的温度对时间（地质年代，Ma）的指数关系，其经验公式为（相关系数 $r=0.9972$）：

$$\text{In}\,t=5569\times 1/T-11.64$$

$$(\text{或}\ t=8.84\times 10^{-6}\cdot e^{5569/T})$$

式中　t——时间，百万年；(T) ——地温，℃。

表观活化能(E)为 11.06 千卡／摩尔（或 46.3kJ／mol · K）

这个经验式也可以表达如下（图 4-32 左图）：

$$\text{In}\ t=19.15-0.0423\ (T+273)$$

$$t=2.073\times 10^{8}\cdot e^{-0.00423\ (T+273)}$$

$$r=-0.9963$$

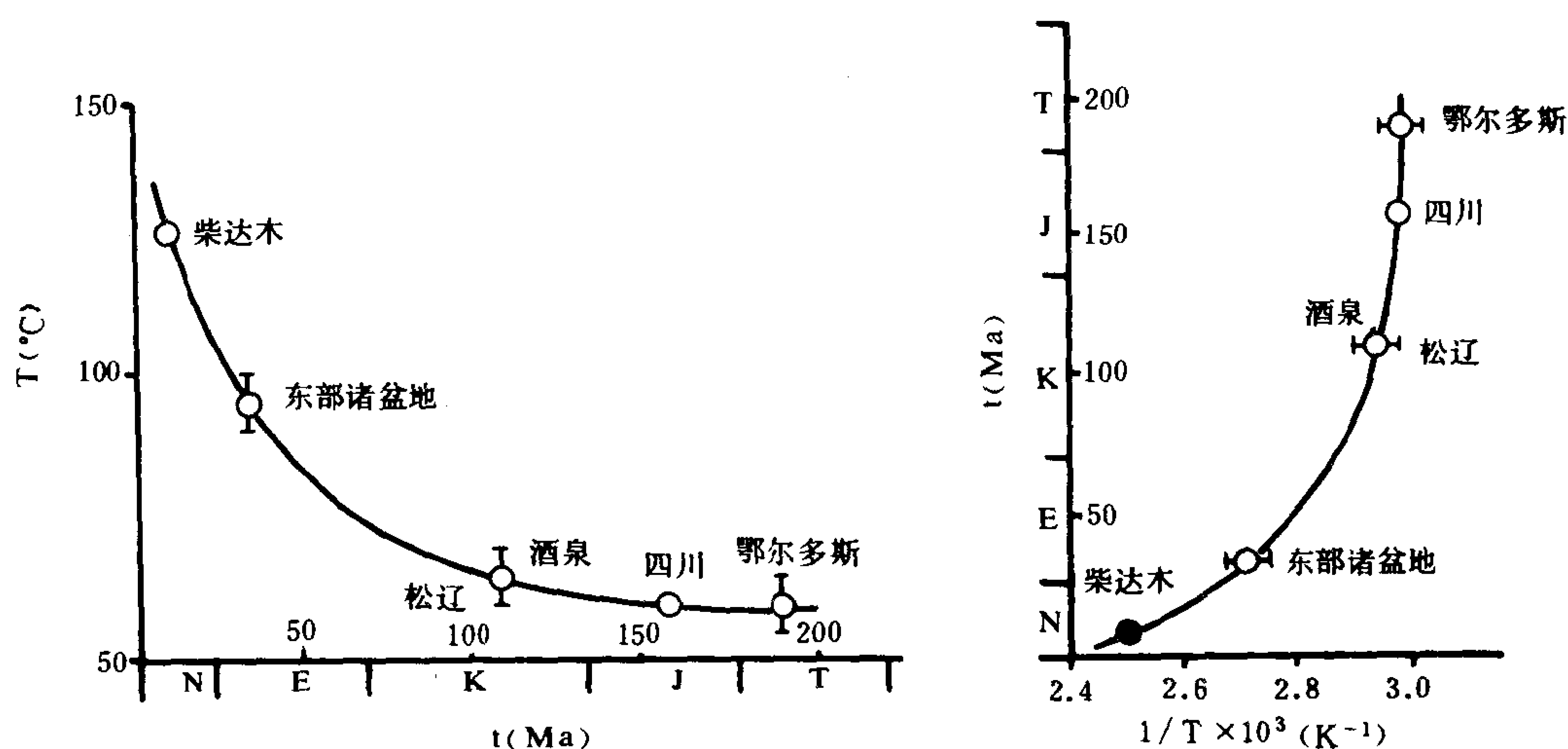


图 4—32　中国中、新生界成烃门限的时—温关系曲线

（三）过成熟阶段

其镜质体反射率为 2.0～4.0%，相当于变生作用阶段和煤阶中贫煤、无烟煤阶段。其时，煤的挥发分已经降低到 10%以下，而任何类型的干酪根演化到这一阶段都只剩下很低的生成气态烃的能力，成为Ⅲ型干酪根了。由于这一阶段的温度（>200℃）和压力很高，不仅已生成的烃类全部裂解为甲烷，而且从干酪根中产生的烃类也是以甲烷的形态出现。因此，这是一个以干气生成为特征的阶段，而干酪根本身趋向于石墨化了，其下限的 R_o 值为 4%。

以上所述就是陆相生油岩中有机质成烃演化的基本特点和规律。与此相应，在其各演化阶段，都有不同成熟度的油气生成。图 4—33 和图 4—34 就是柴达木和百色盆地油、岩所组成的熟化系列，反映了油、岩之间的成因联系。其中，未成熟石油的存在，突破了干酪根成烃学说的局限性，扩大了找油领域。同时，在一个含油气盆地中，首先查明已经获得的原油的成熟度，并与各成烃演化阶段的生油量相比较，则可以进一步科学地预测不同成熟程度石油的找油前景。例如，柴达木盆地，迄今 30 余年勘探所发现的石油大多为低熟石油，而对成熟和高成熟石油的开发，还有很大的潜力。

二、成 烃 机 理

上述陆相生油岩中有机质在自然条件下成烃演化，是对陆相生油实际证据所作的概括。下面将着重从模拟实验来揭示潜藏在干酪根中的组成、结构和类型的信息，及其热成烃行为和成烃机理。这也是陆相生油学说的一个关键环节。

对干酪根加热，将 300～500℃的热解产物进行热解—气相色谱—质谱分析。研究表明，陆相干酪根的人工热解产物的组成，与生油岩中可溶烃的组成十分相似（如图 4—35 所示），不仅有大量的正构烷烃和少量芳香烃，而且常见有由正烷烃高、低碳数组成的双峰现象。Ⅰ型和Ⅱ型干酪根热解产物中，正烷烃和未及氢化的正构烯烃含量可达 75～85%，而烷基苯低于 15%；但在Ⅲ型干酪根中，正烷烃和正烯烃含量<60%，而烷基苯高达 25%以上。这就显示了干酪根类型与热解产物的良好的对应关系。同时，类异戊间二烯烷烃和烯烃

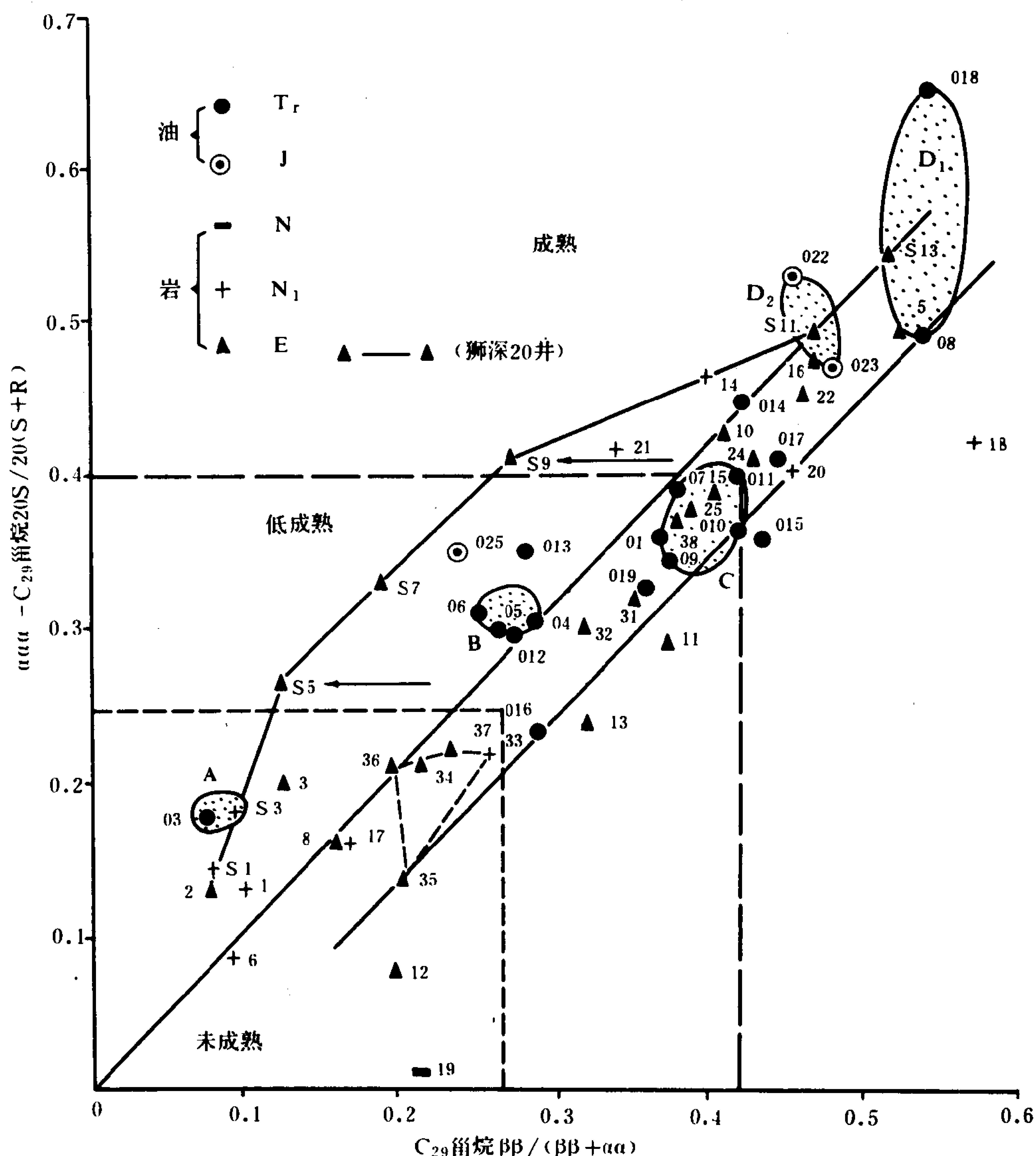


图 4-33 柴达木盆地西部油、岩的成熟度图

也是干酪根热解产物中都具有的特征成分，其分布特点也与生油岩中可溶烃相似，只不过姥鲛烷和植烷的含量不高，而为姥鲛烯所代替了，特别是在未成熟和低成熟的生油岩中更是如此，它们之间存在着一种演化上的互补关系。此外，对新疆准噶尔盆地不同类型、不同成熟度的干酪根的热解产物的研究表明，如图 4-36 所示，在高—过成熟干酪根的热解产物中，轻烃（nC_1—nC_9）的优势十分显著，占正构烷烃和正构烯烃总量的 80%以上，而在 $R_o<1.3\%$时，热解产物的烷烃和正烯烃的组成与干酪根类型有关。

以上实验结果为陆相干酪根热降解成烃提供了直接的证据。

为了揭示陆相干酪根热降解成烃的化学反应动力学机制，对抚顺、茂名油页岩和煤的干

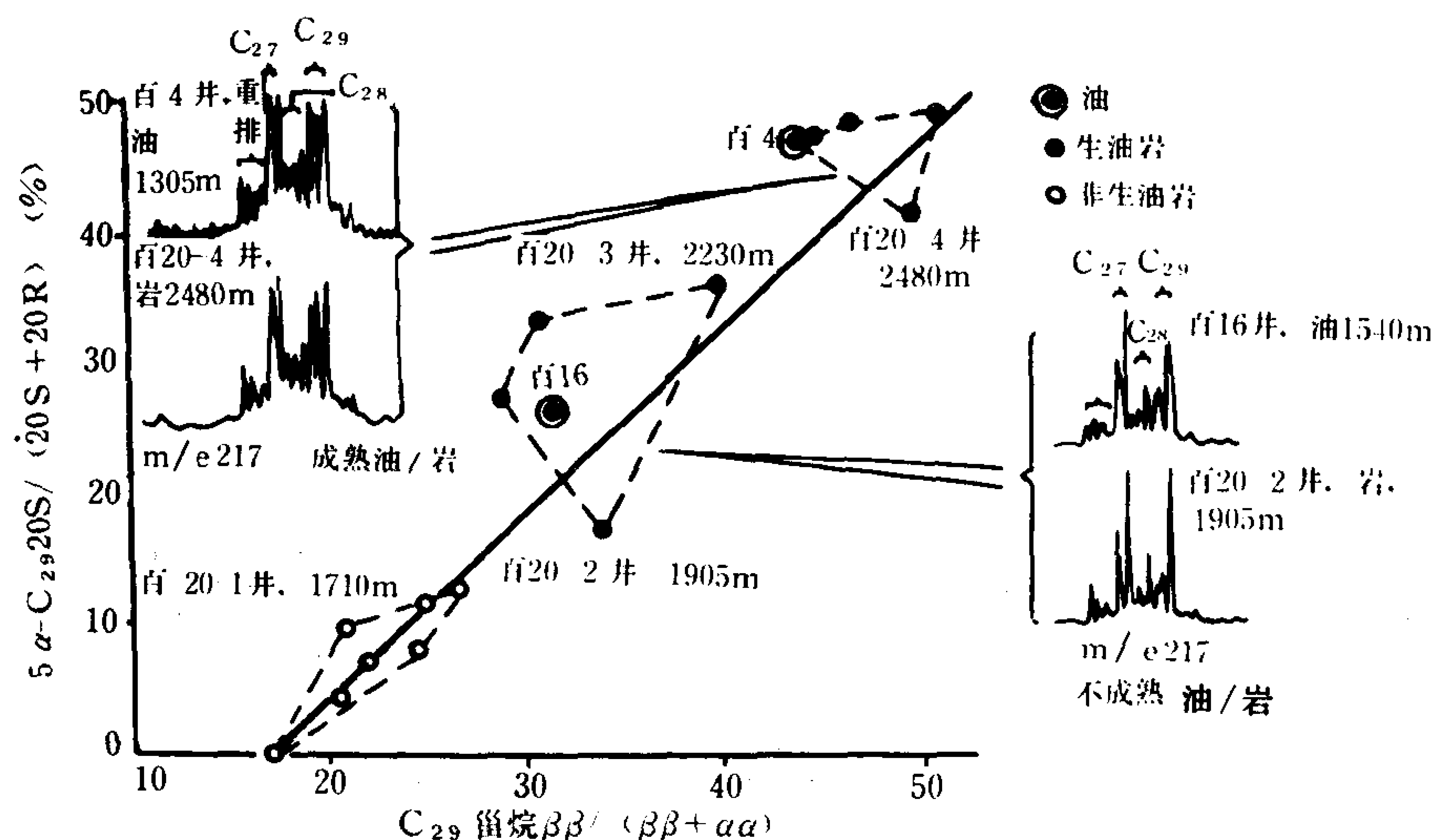


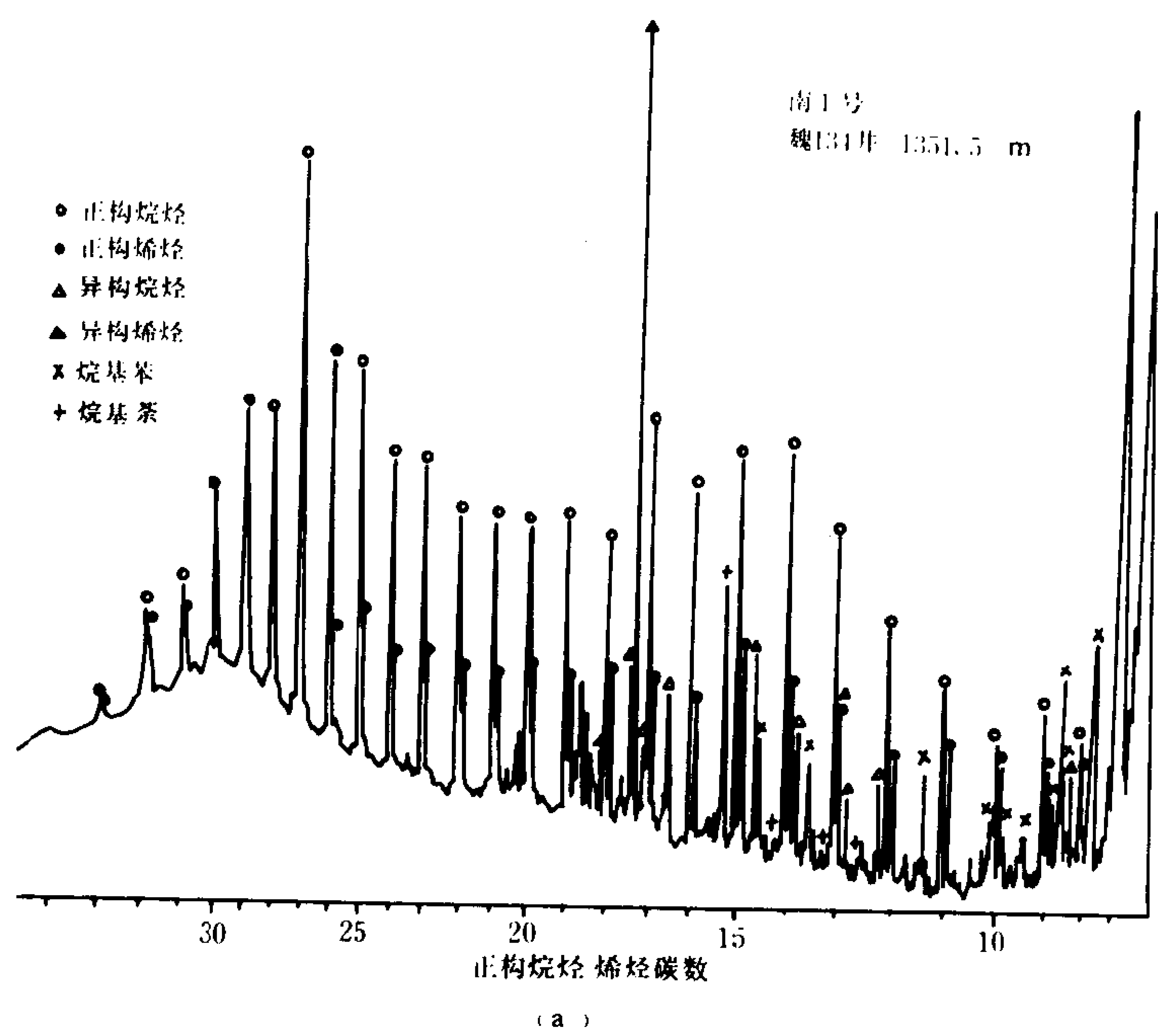
图 4–34　百色盆地油、岩中甾烷演化程度及油／岩对比图

酪根进行了热失重分析，并将其测定结果，按图 4–37 所示模式和阿累尼乌斯方程作了差减微分法处理。结果表明，当干酪根处于成油门限之前的熟化阶段时，其总体反应级数大致是零级，即反应速度（沥青形成）与干酪根浓度基本无关，平均表观活化能 E＜50kJ／mol · K。进入第二阶段后，在干酪根热降解成烃的这个主要阶段上，总体反应级数大致为一级，即反应速度与干酪根的浓度成正比，平均表观活化能为 50～210kJ／mol · K。但是，干酪根热降解成烃反应的表观活化能并非定值，它有随演化程度加深而逐渐升高的趋势，只是可以近似的看作一级反应。同时，研究表明，无论就整个生烃阶段而言，还是就该阶段中任一相同演化程度而言，平均表观活化能与干酪根类型之间存在着 E_{I}（Ⅰ型干酪根的平均表观活化能）$>E_{II}>E_{III}$的关系。

通过反应历程和反应级数的关系研究，表明干酪根热降解成烃大致是分两步进行的。第一步，成熟干酪根分子在热运动中与其它分子（邻近的干酪根分子或粘土矿物分子）相互碰撞而获得能量，先生成一种重质可溶的中间产物。第二步，这种中间产物发生裂解，生成可气化的油气和部分残碳。在反应的前期，第二步比第一步慢得多，它是总体反应的速控步，所以使总体反应表现为一级反应。当反应进入后期，大致在生油高峰出现后不久，第一步反应变得比第二步慢了，逐渐成为总体反应的速控步，从而使总体反应的级数逐渐升高。上述中间产物，很可能主要是 MAB 三元抽提物中非烃馏分等重杂原子化合物，分子量仍然较大，在所处的温度下不能汽化，不引起失重，是一种高沸点的可溶物质。

早在 1950 年 Hubbard，A.B.等曾经测定过美国始新统绿河页岩热解产物的百分含量与热解温度的关系（图 4–38），其结果表明，干酪根首先形成气体和沥青，当温度继续升高，沥青才进一步分解为油、气和残碳。实际上当沥青的浓度达到最大时，干酪根已基本上降解完全。故其后的反应，即油气的生成只与沥青的成烃降解有关。

后来，Braun 等于 1975 年对上述实验的数据重新进行了处理，他们把干酪根降解之前的加热过程（相当于未成熟阶段）作为一个热诱导期，而把其后的干酪根热降解成烃过程当



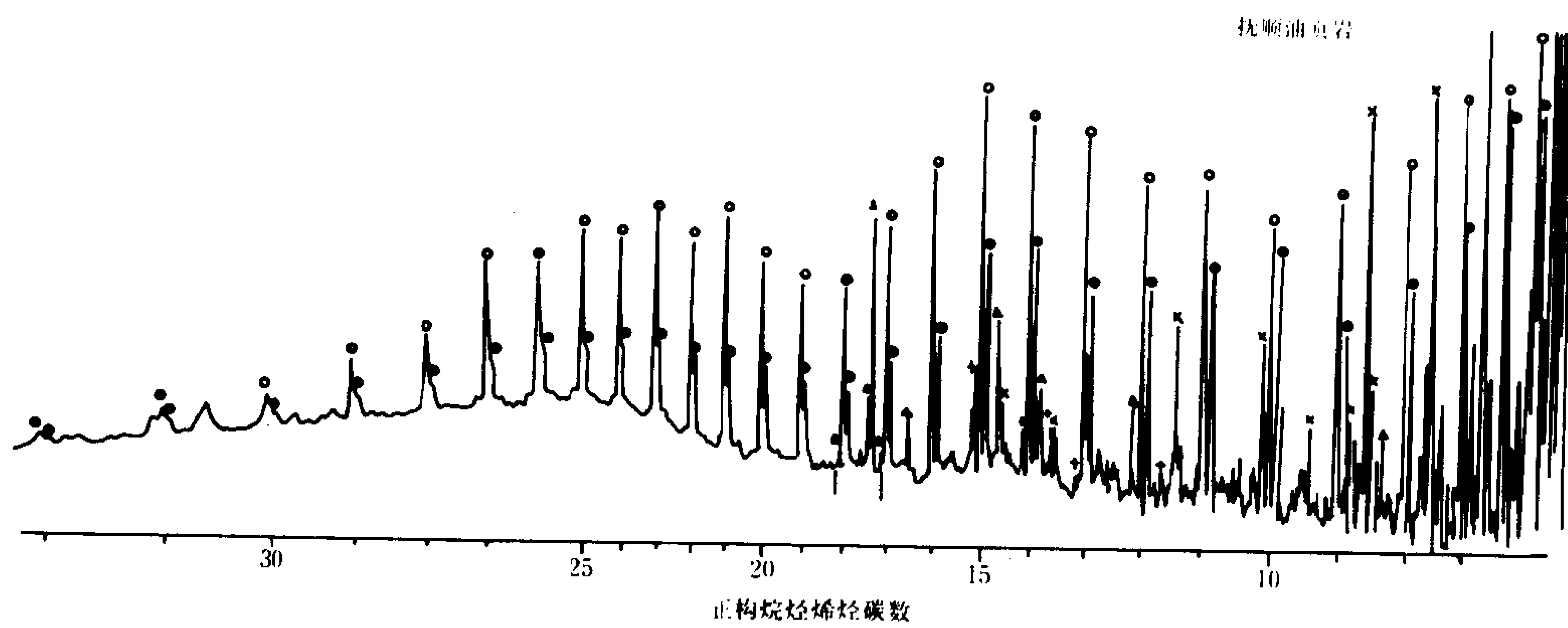


图4-35 南阳凹陷盘星藻Ⅰ型干酪根(a)和
抚顺油页岩(Ⅱ型)干酪根(b)的热解—气相色谱

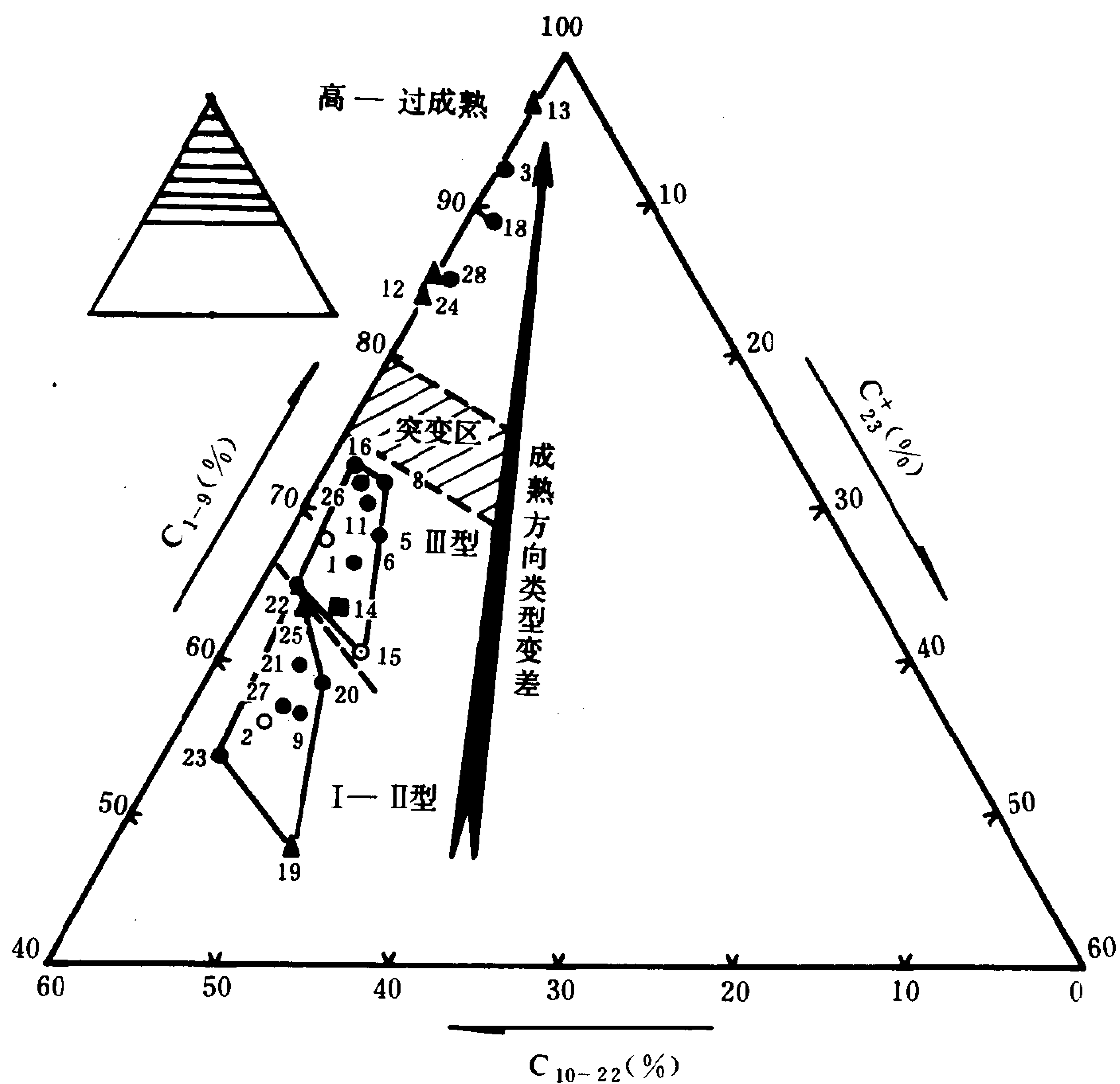


图 4-36 准噶尔盆地干酪根热解产物中三个碳数级别的正烷烃+正烯烃的分布三角图

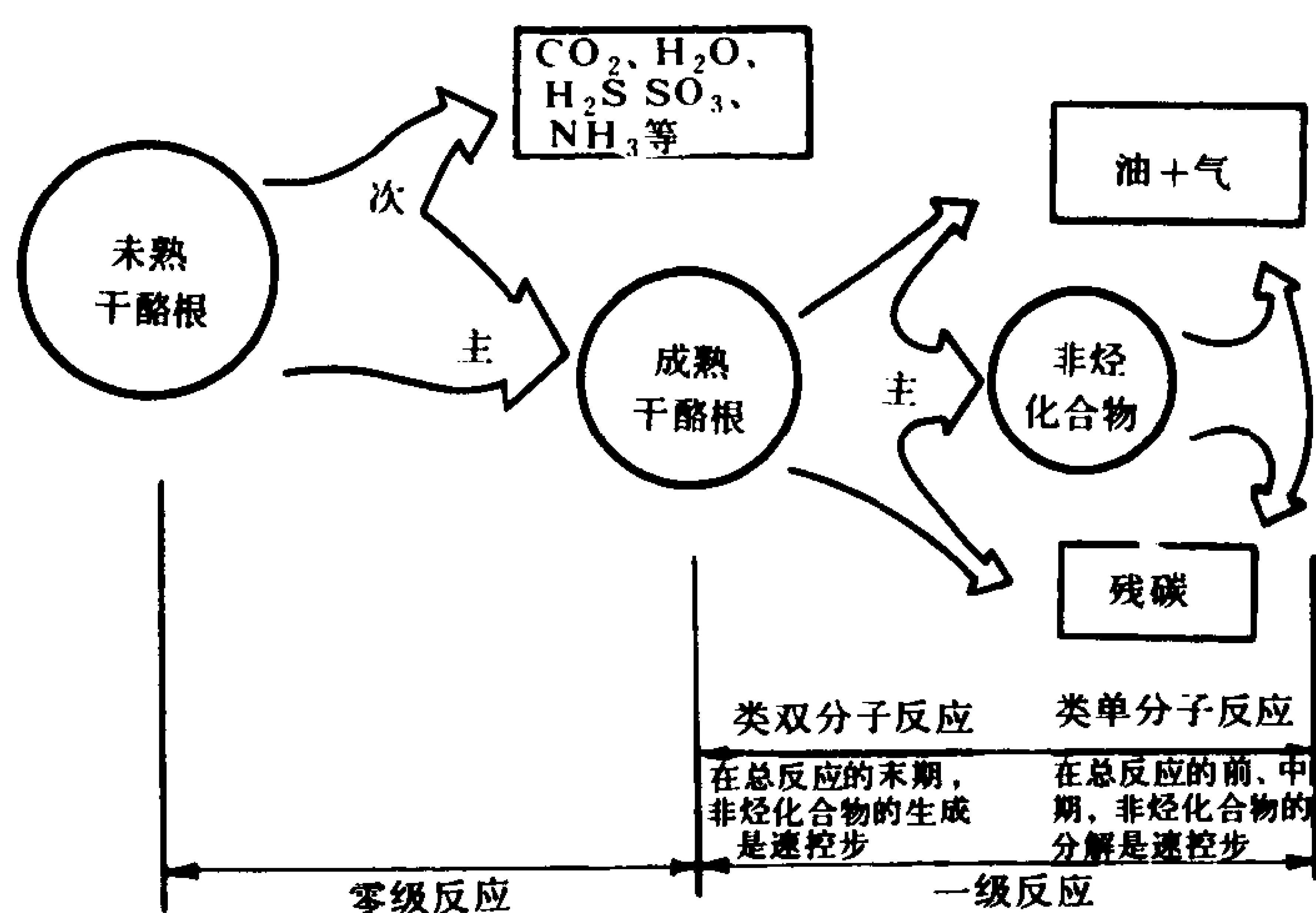


图 4-37 干酪根演化降解成烃机理的模式

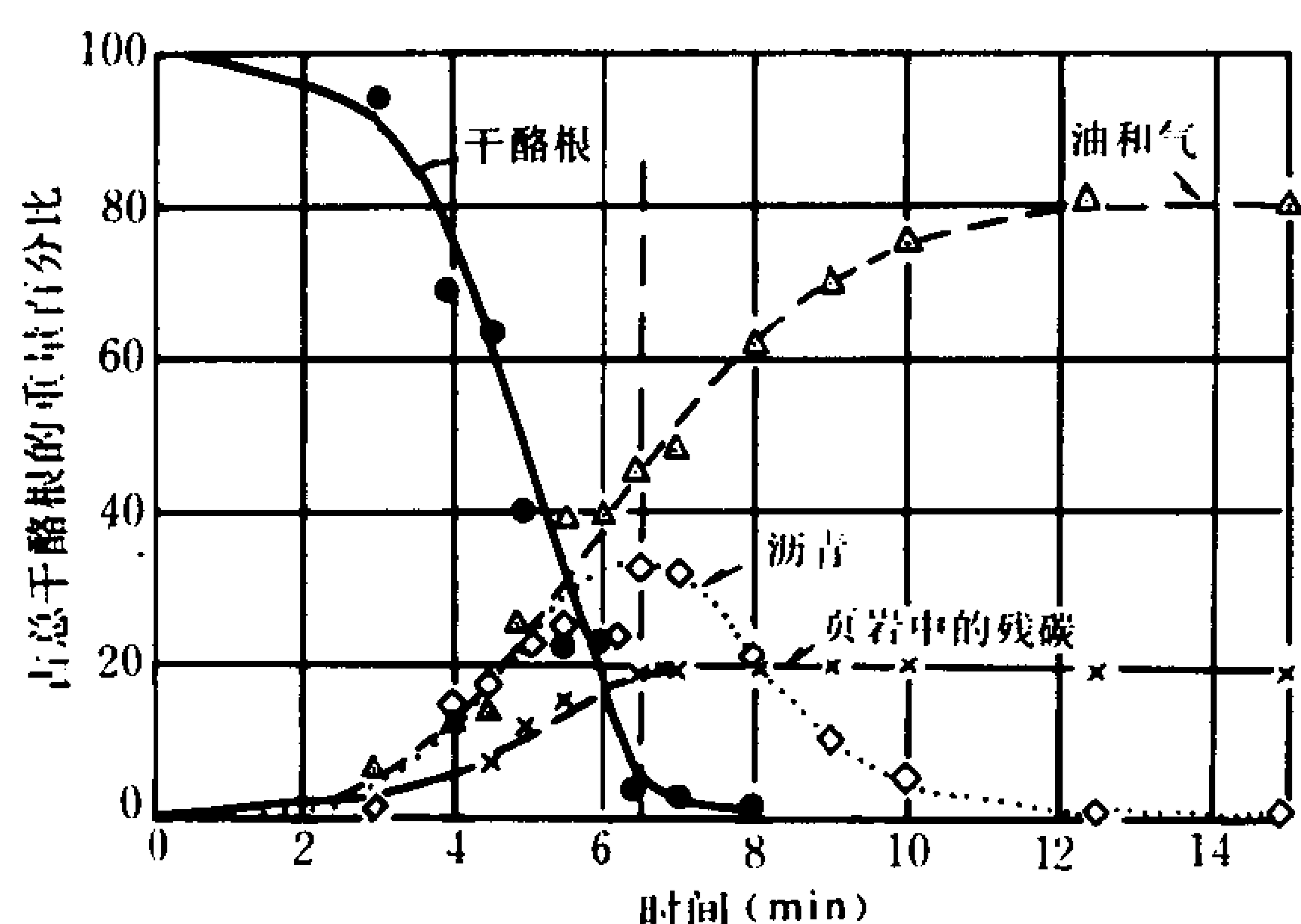


图 4-38 绿河页岩干酪根的热解及其产物的百分含量

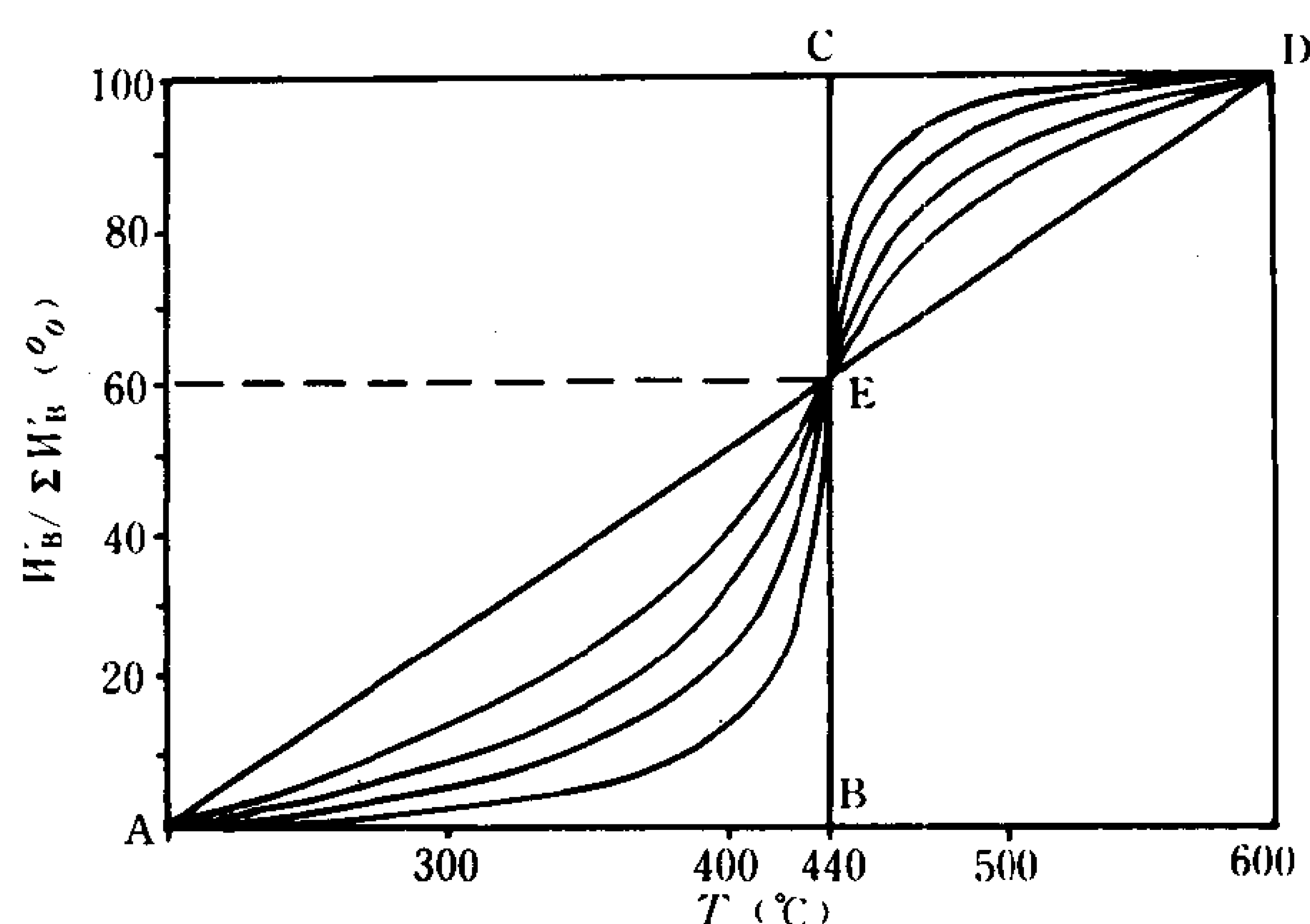


图 4-39 干酪根相对百分失重的理论抽象曲线

作两个连续的一级反应来处理，分别求出了这两个一级反应的比速系数随温度的变化关系。结果表明当温度低于 760K（487℃）时，沥青的分解是速控步；而温度高于 760K 时，干酪根分解为沥青的反应则成为速控步。也就是说，在干酪根热降解成烃的整个过程中，前期是干酪根生成沥青的反应，活化能较低（仅 44.3kJ／mol · K），速度较快；而沥青进一步分解为油气的反应，所需活化能较高（177.2kJ／mol · K），速度较慢。而后期却恰恰相反。因为后期比速系数随温度上升而增大的速率比前期要快得多。

以上研究结果，与我们从实验中获得的认识是完全符合的。

为了突出失重速率所反映的热降解成烃机理，如图 4-39 所示，我们研究了不同类型干酪根理论百分失重轨迹。图中的对角线（AD）代表极端典型的腐殖型（Ⅲ型）干酪根的百分失重轨迹，而折线（ABCD）代表极端典型的腐泥型（Ⅰ型）。E 点为热失重速率的极大点。由图可见，纯粹腐殖型干酪根具有均速失重的特性，这应该是干酪根稠合芳核上侧链逐渐断裂的一种反映；而纯粹腐泥型干酪根则不然，它具有瞬时失重的特性，看来这是被氧、硫等杂原子桥连的长链或类脂结构单元裂解的反映。其较大的基团或质点之间具有较高的键能，待温度达到 440℃ 时就瞬间气化了。诚然，在自然界这两种极端的情况是极为罕见的，一般总是表现为种种过渡状态和性质。热失重曲线介于上述两者之间，呈不同的“S”型曲线，而反映出各种干酪根类型、结构及其裂解机制的差异。

以上实验结果及其本质表明，从陆相沉积有机质到石油的整个地球化学反应历程，主要包括两个阶段：即以生化作用和零级反应为主的低温熟化阶段和以干酪根热降解成烃作用为主的中温一级反应阶段。第一阶段不稳定有机质被分解，在氧、硫、氮等杂元素和糖类等不稳定成分大量脱除的同时，既有未成熟石油生成，又有氢、脂肪酸、蜡质、树脂等稳定的类脂组分相对富集。这些类脂组分往往与镜质组分一起，通过各种桥链逐渐聚缩在干酪根中，从而导致干酪根的成熟、石化，最终具备了一定的组成和结构特征。这是一个属于成岩作用阶段的未成熟石油生成阶段和干酪根成烃的准备阶段，其平均表观活化能不超过 50kJ／mol · K。第二阶段，即有机质埋藏达到门限值〔95℃（下第三系）～120℃（上第三系）〕并随埋深而逐渐升温时，就发生了干酪根的成烃降解作用，那些残存、包裹、缩合在干酪根内的类脂组分和基团，重新断裂并释放出来。它们除少量直接成烃外，大部分将成为

可溶的胶质和沥青质，而在粘土矿物的催化加氢作用下，进一步转化为烃类。这一过程，又基本上可以热解实验中的440～450℃为界，分为两段。这之前是以弱键断裂生成可溶性重质沥青为主，活化能＜160kJ／mol·K；这之后，是以分散沥青生成烃类为主，较强的化学键断裂，活化能为160～200kJ／mol·K。与此同时，干酪根本身的降解速度变慢，芳香度不断提高，愈亦缩合，出现了向过成熟气态烃转化的迹象。并且，伴随着有机化合物的深度裂解而达到了过成熟干气生成阶段。

总之，生油岩中有机质热降解成烃作用的历程，既有量变的积累，也有质变的飞跃；前者是后者的必要的准备，而后者则是前者发展的必然结果。

沉积物（岩）中的可溶有机质和不溶有机质是一个有机联系的整体，在整个有机质成烃演化过程中，随着物理化学条件的改变，它们是处于一种动态平衡之中。岩石中的可溶有机质（或分散沥青，或类脂物）在成烃作用中有一部分会转变为不溶有机质（或干酪根）和难溶的焦沥青；而干酪根在热降解成烃过程中，则必然要经过分散沥青物质形成的中间阶段。因此，一个符合客观实际的成烃模式的建立，必须把岩石中的有机质作为一个整体来考察。

为了全面的认识陆相石油的生成，应该把生油岩中可溶有机质和不溶有机质看作一个整体来考察其成烃作用，正是从这一角度，我们提出了有机质成烃模式（图4-40）。在这个模式中，既表示了成煤环境和成油环境的差别，母质类型和成烃潜力的不同，又表示了有机质成烃演化的阶段性及其产物的不同成熟程度，包括未成熟石油。在陆相含油气盆地中常常存在的由不同成熟度石油组成的系列，在所提出的成烃模式中得到了反映。

第六节　油 源 对 比

由于陆相油气田的分布明显受油气源区所控制，因此在指示生油岩成烃演化规律的同时，还必须对形成油气聚集的源岩作出科学的可靠的判断。在这方面的研究中，甾烷类和萜烷类的应用获得了显著的成效，不仅解决了我国各油区的油源层问题，而且也为陆相石油的生成提供了确凿的证据。

在一个含油气盆地中，如果同时存在着多套油源层，则生物标记物油源对比参数的示源性、稳定性和可比性，在判别不同油源油方面，常常可以获得令人满意的结果。在这里，应该强调的是，油源的判别研究有必要从有机质成烃演化和油气形成的整个成因体系来考察，而不宜单纯在油、岩之间进行母源对比参数的比较。只有在油源对比研究中充分考虑到古环境，成熟度和运移作用，甚至生物降解作用的影响，才有可能辩证地认识油、岩间的成因联系。

目前已发现了许多多多陆源或陆相沉积环境的生物标记烃类。因此在陆相石油油源对比研究中，某些反映陆源或陆相沉积环境的生物标记化合物（图4-41）就构成了一些有效的油源对比指标。例如:

1）相对于钒卟啉的镍卟啉优势，是陆相油源的标志。

2）高含蜡是陆相原油的特征。不过值得注意的是，在那些有古入海河流三角洲发育的海盆中，由于陆源机质输入的结果，也会有高蜡原油的油源层存在。

3）奥利烷和螺旋三萜烷，是湖沼相烃源油的标记化合物。

4）伽马蜡烷虽不是陆源标记物，但高丰度的伽马蜡烷则指示着盐湖相烃源岩的形成环境。

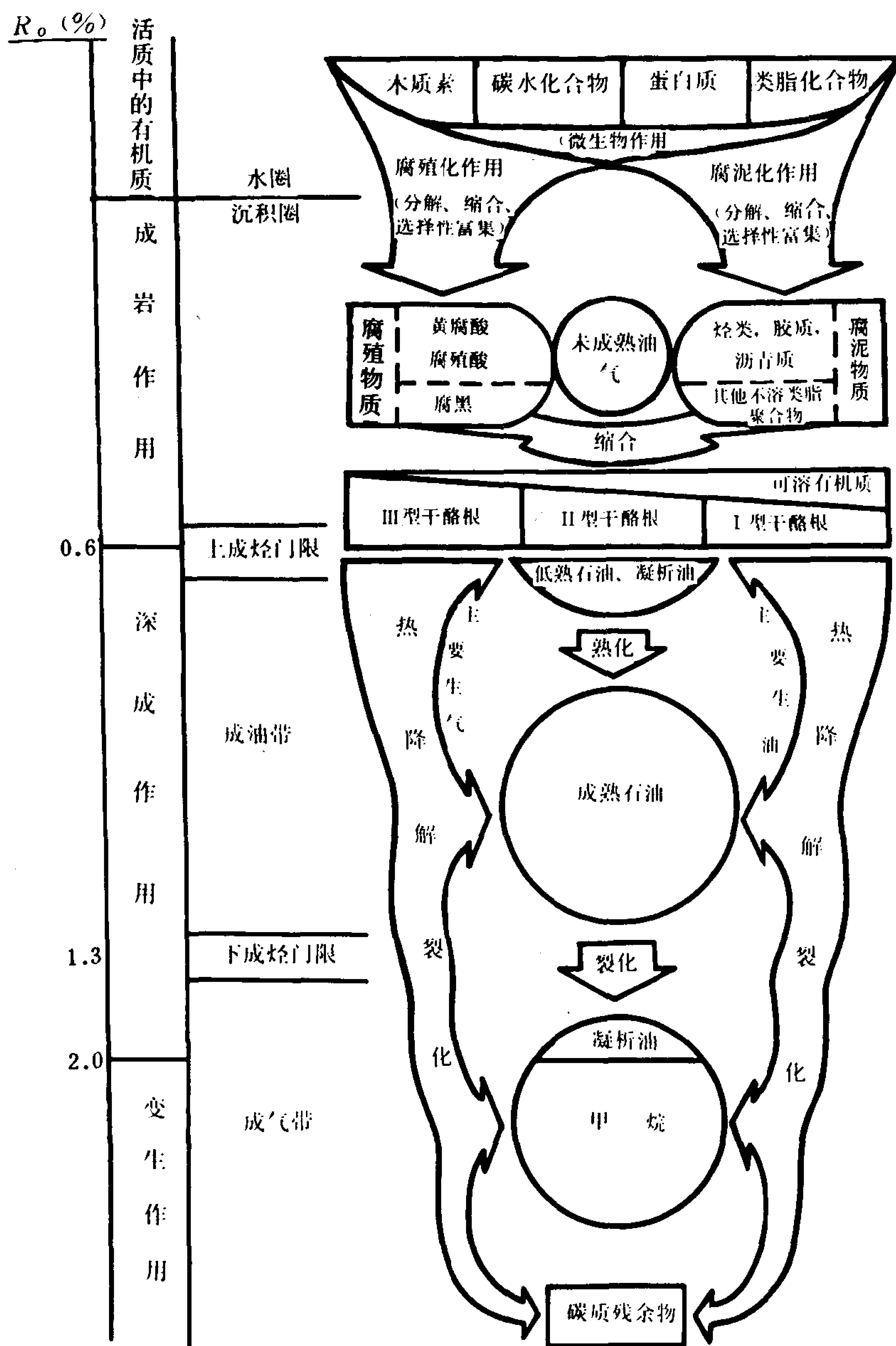
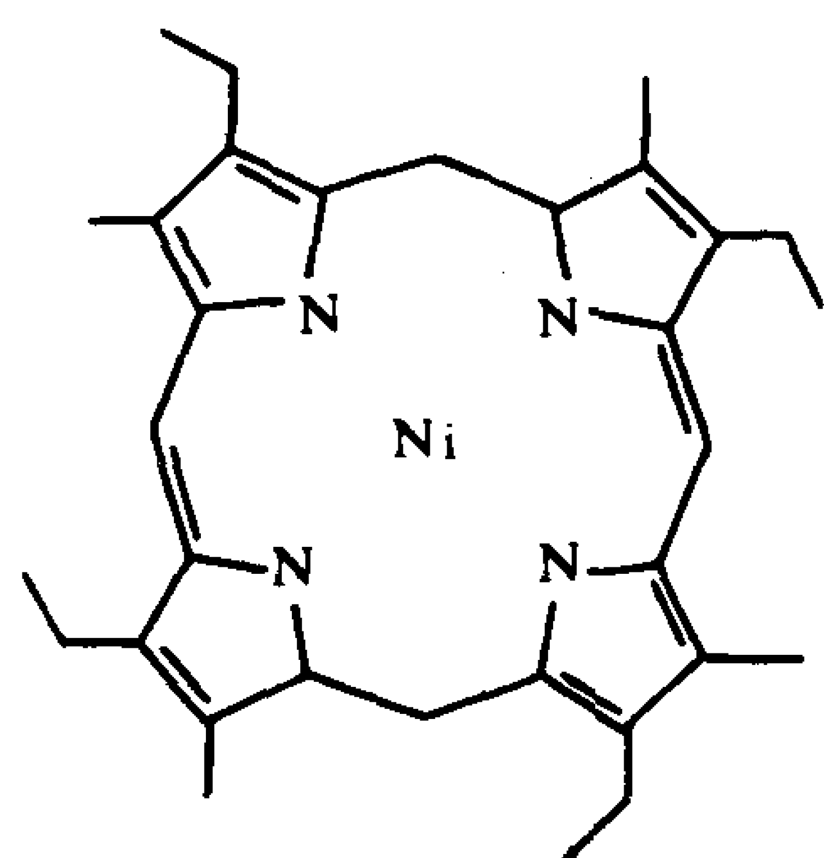


图 4-40　有机质成烃演化模式

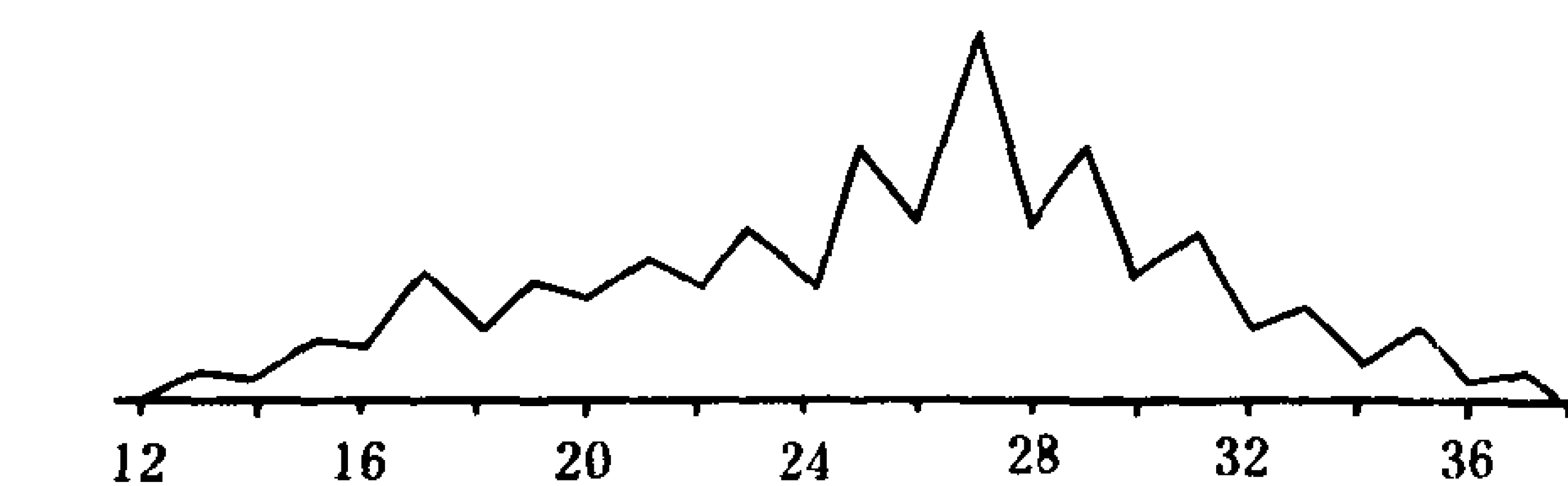
5）松香烷、海松烷系列的化合物，则是树脂体的成烃演化产物。它们不仅在陆相原油中普遍存在，而且在加拿大东部和澳大利亚的吉普斯兰盆地，都已经发现了主要源于树脂体的环烷基石油聚集成藏。

6）某些二环半萜类如杜松烷等，也是陆源有机质的特有成分。

尽管与母质来源或古环境有关的特征生物标记化合物，在油源对比中有着重要意义，但是深入的油源对比，最好是采用各项指标的综合判别方法，特别是在复杂的情况下或是需要



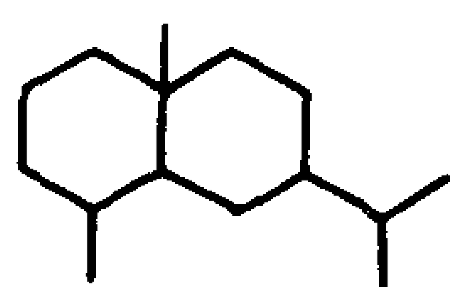
Ni－porphyrin
镍卟林



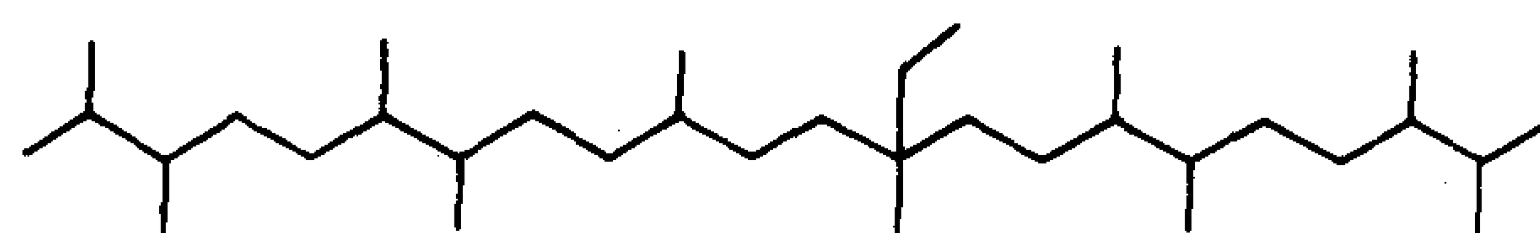
正烷烃碳数分布



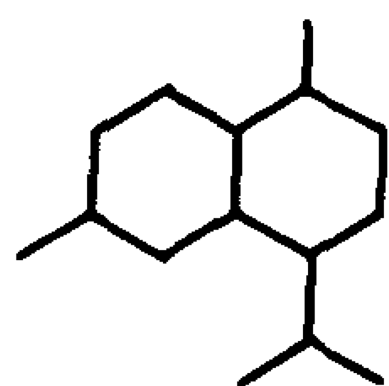
n－alkanes
高碳数正构烷



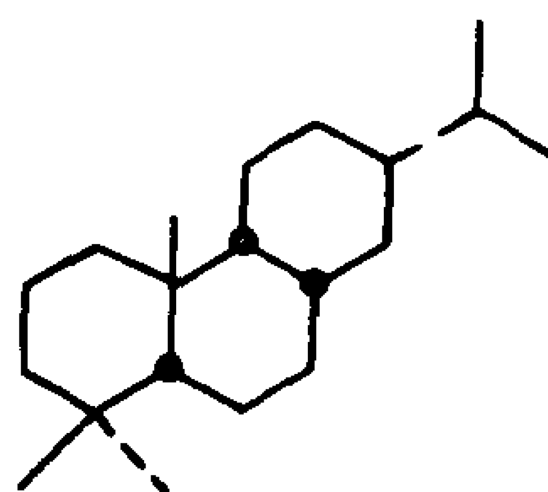
selinane
蛇床烷



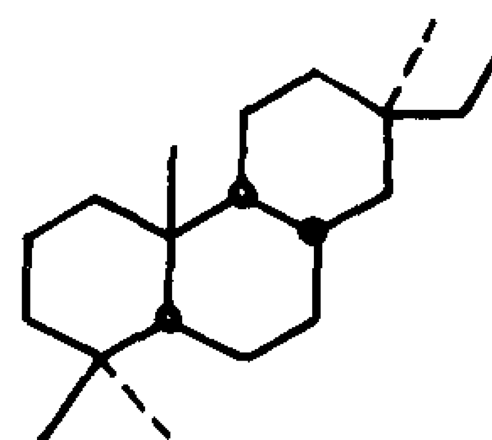
botryococcane
丛粒藻烷



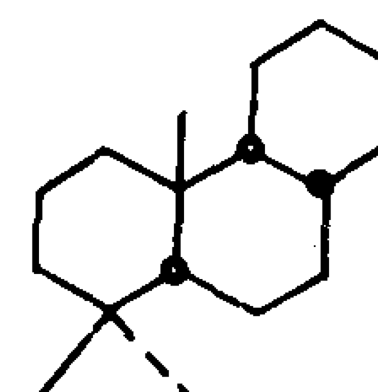
cadinane
杜松烷



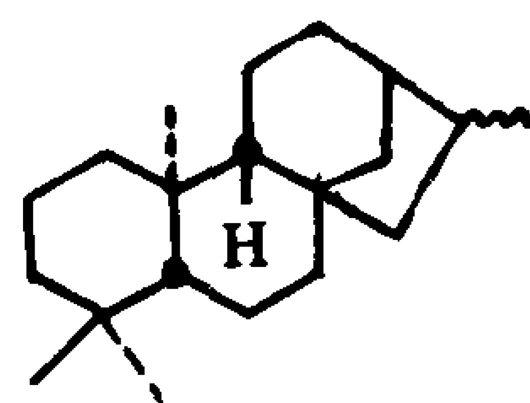
abietane
松香烷



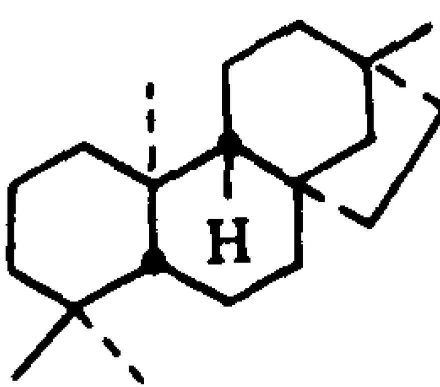
pimarane
海松烷



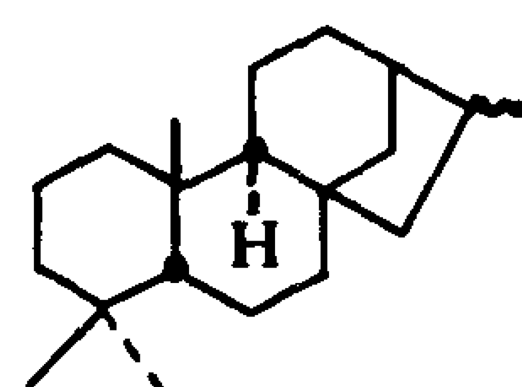
podocarpane
罗汉松烷



kauranes
贝壳杉烷



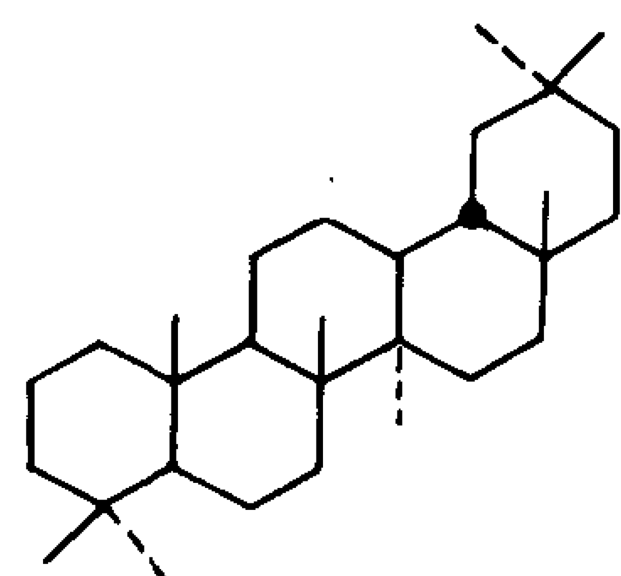
beyerane
贝叶烷



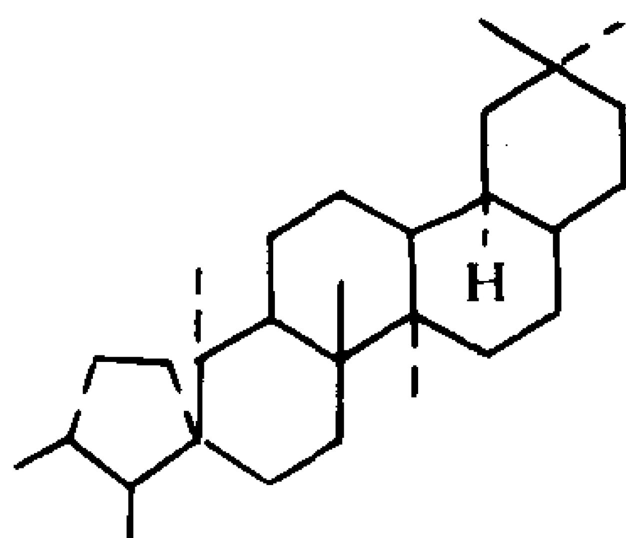
phyllocladane
扁枝烷

（I）

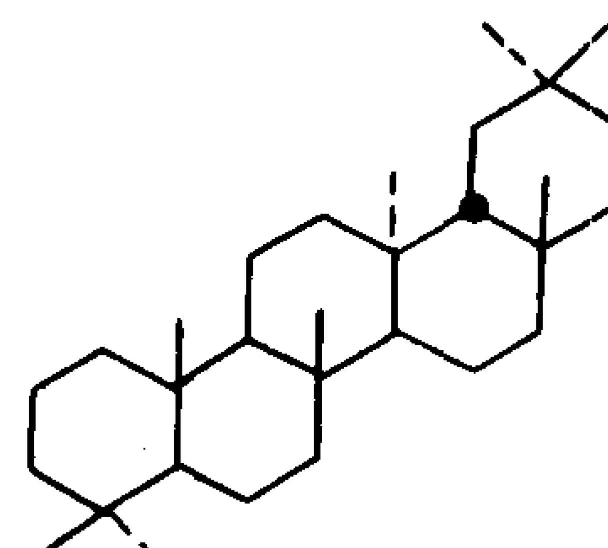
图 4－41　陆源或陆相某些特征生物标记化合物 I



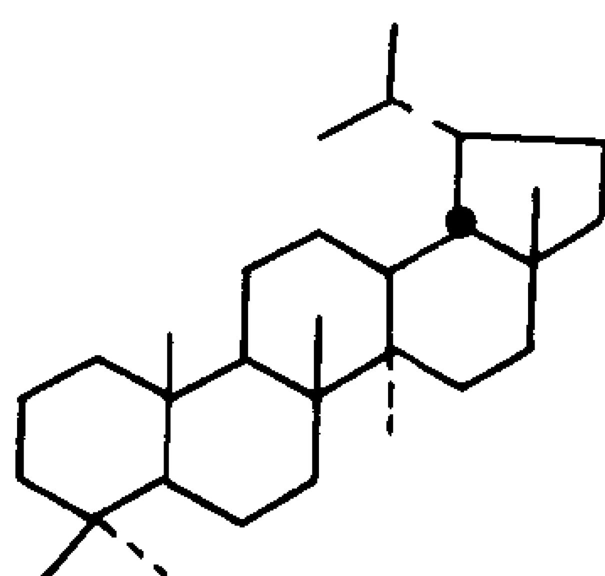
oleanane
奥利烷



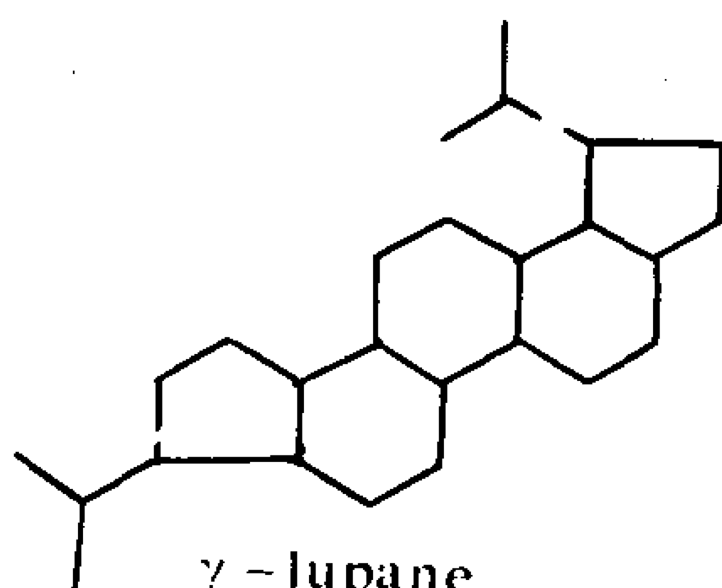
spirotriterpane
螺环三萜烷



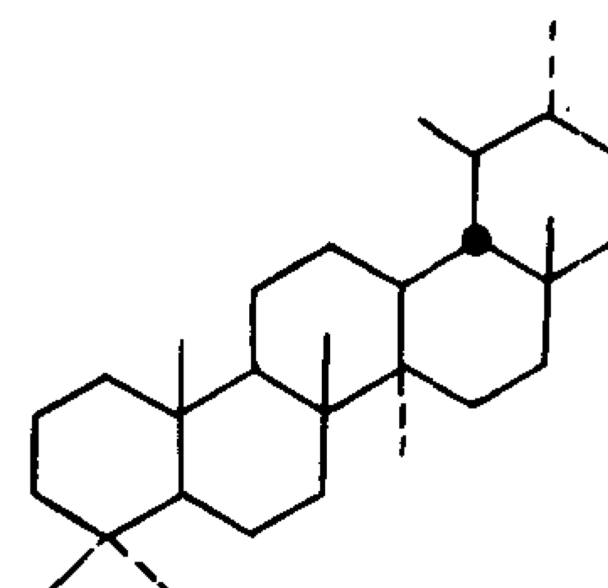
taraxerane
蒲公英赛烷



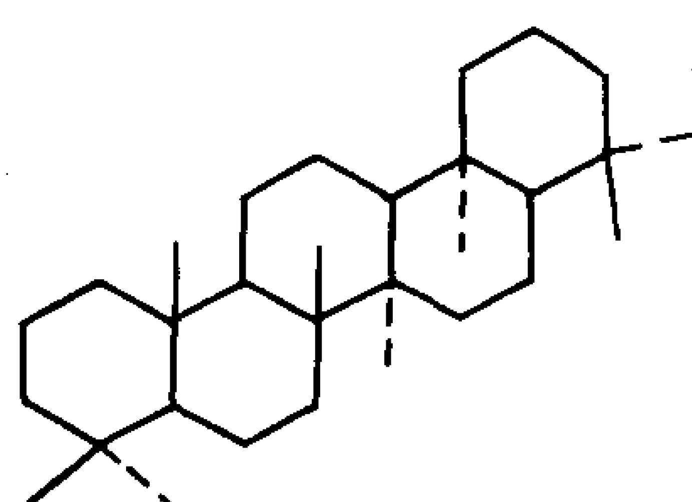
lupane
羽扇烷



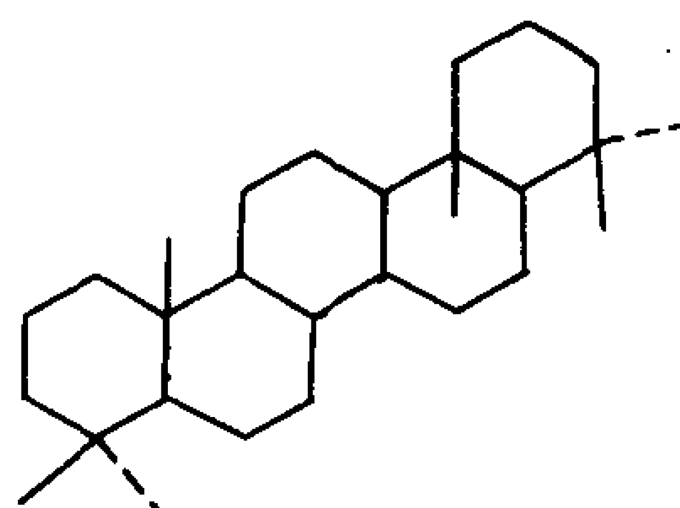
γ-lupane
γ-羽扇烷



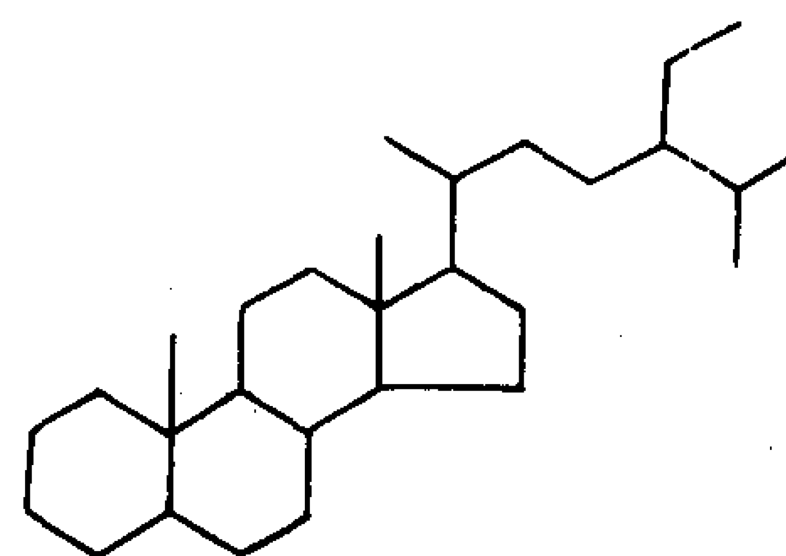
ursane
乌散烷



gammacerane
伽马蜡烷



onocerane
芒柄花根烷



C_{29}-sterane
C_{29}-甾烷

(Ⅱ)

图 4-41　陆源或陆相某些特征生物标记化合物 II

对不同烃演化阶段的产物作出可靠的源岩判别时，综合性的油源对比就显得更为必要了。

下面我们将实际讨论几个含油气盆地油源对比的实例，用以阐明油源对比在陆相石油生成和石油勘探中的重要意义。

一、柴达木盆地

柴达木盆地是一个典型的第三纪内陆湖相沉积盆地，其主体位于盆地西部，湖相沉积面积 30000km^2，地层厚度 7000m。盆地西部自始新世以来，湖水渐趋咸化，并表现为两个咸化旋回（始新世—渐新世早期；渐新世中期—上新世晚期），每一旋回的晚期都有很厚的石膏、岩盐沉积。因此，这套第三系是由泥岩、钙质泥岩和泥灰岩夹粉砂岩和石膏、岩盐层所组成，平均有机碳含量 0.4～0.6%，富含碳酸盐。

第三纪时，柴达木盆地气候干燥，水流对湖泊的补给较弱，特别是中新世中期以后，湖水咸化的趋势日趋明显。在沉积相的展布上，其特点是在湖盆周缘发育有一系列冲积扇，而中部则以泥岩、泥灰岩、粉砂岩和盐类沉积为主，油气的储集条件发育不佳。盆地中发育了一系列北东向的构造，它们主要形成于上新世晚期。也正是由于这次构造运动，在盆地中造成了较为发育的由断裂和裂缝组成的网络，从而改善了油气运移、聚集的条件。研究表明，柴达木盆地第三系的油气运移，是以垂直运移和短距离侧向运移为特征的，油气的聚集具有自生自储的性质。

另一个值得提到的特点是，在第三系长期的地质发展历史中，湖泊的分割性很小。除湖水盐度在平面上和纵向上有规律的变化之外，区域上沉积条件变化不大。这种沉积条件可能会导致油源层的地球化学特征在区域上的某种稳定性和时间上的旋回性，从而有可能突破构造或地区的限制。这是在油源对比中值得考虑的一个重要因素。

样品采自柴达木盆地西部第三系始新统—上新统地层中，包括 19 个油样和 35 个岩样。采样点分布见图 4–42。此外，还从盆地东北部的冷湖、鱼卡油田采集了 4 个侏罗系油源油的样品，以兹比较。有关样品的基本情况及其两项重要地球化学参数见表 4–6，其中岩样 1–25 号为岩芯，其余均为岩屑。

（一）油／岩的碳同位素组成的比较

第三系正常原油的碳同位素的 δ^{13}C 值为−27.0～−25.4‰，凝析油偏高（−25.0～−24.0‰）。冷湖侏罗系油源油（湖沼相）的 δ^{13}C 值为−30.4～−32.6‰，而鱼卡侏罗系原油（淡水湖相）更低（−33‰）。可见，第三系和侏罗系原油是从截然不同的沉积环境下形成的油源岩中生成的。第三系成熟干酪根的 δ^{13}C 值为−24.8‰，接近第三系原油，反映了两者的成因联系。

与我国东部第三系的大多数原油相比，柴达木原油的碳同位素值较高，而与东部盐湖相沉积比较发育的中原油田的原油和南海（涠西南凹陷）第三系海相原油相当。可见，这些原油的碳同位素组成反映了原始成油母质碳同位素组成的基本特征和差别。因为，海生生物和盐沼植物与一般陆生生物相比，是以富集碳的重同位素为特征的；其沉积有机质及其所生成的原油 δ^{13}C 值必然较高（图 4–43）。

（二）环状生物标记化合物的总体分布特征

前已述及，由于第三纪和侏罗系的沉积环境截然不同，因此其原油和岩石抽提物中的生物标记化合物的组成特征也有明显差别，极易区分。譬如侏罗系油、岩富含 γ–羽扇烷和重排甾烷，但缺乏树脂酸的衍生物、而第三系油、岩富含 γ–蜡烷和树脂酸的衍生物，但缺乏

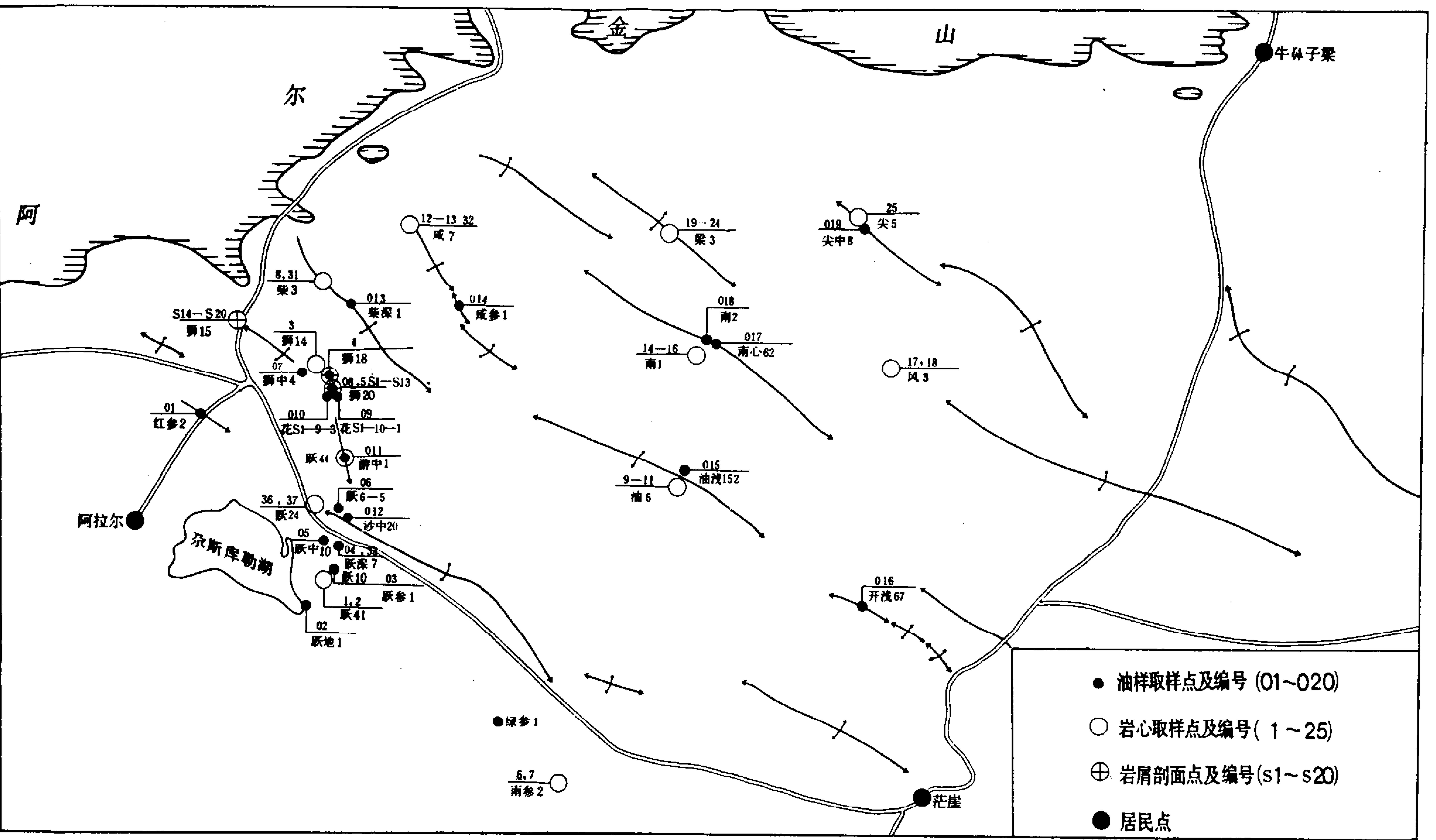


图 4-42 柴达木盆地构造略图及采样点分布

1—油样取样点及编号；2—岩芯取样点及编号；3—岩屑剖面点及编号；4—居民点

表 4-6　岩样、油样基本地质、地球化学参数表

样号	井号	层位	井段 (m)	$C_{29}\alpha\alpha$ S/(S+R)	$\alpha\alpha\alpha$-R C_{29+28}/C_{27}	样号	井号	层位	井段 (m)	$C_{29}\alpha\alpha$ S/(S+R)	$\alpha\alpha\alpha$-R C_{29+28}/C_{27}
1	跃 41	N_1^2	2318	0.135	1.48	S3	狮深 20	N_1	2820～2960	0.182	1.9
2	跃 41	E_3^2	3030	0.129	1.34	S5	狮深 20	E_3^2	3170～3320	0.226	1.88
3	狮 14	E_3^2	3343	0.200	5.06	S7	狮深 20	E_3^2	3500～3650	0.331	1.79
5	狮 20	E_3^2	4139	0.495	1.76	S9	狮深 20	E_3^2	3810～3960	0.413	1.29
6	南参 2	N_2^1	1793	0.089	1.18	S11	狮深 20	E_3^2	4100～4250	0.494	1.43
8	柴 3	E_3^2	1237	0.160	0.99	S13	狮深 20	E_2	4420～4560	0.544	1.44
10	油 6	E_3^2	3375	0.428	2.18	01	红参 2	E_3^1	2565.1	0.358	1.88
11	油 6	E_3^2	4310	0.290	1.54	01	跃地 1	N_1	1366～1368	0.392	2.21
12	咸 7	E_3^2	1691	0.079	1.34	03	跃参 1	N_1	2255～2447	0.178	1.86
13	咸 7	E_3^2	2998	0.24	1.71	04	跃深 7	E_3^1	3300.5～3322.7	0.306	2.11
14	南 1	N_1	2570	0.466	1.26	05	跃中 10	N_2^1	1658.4～1661	0.301	1.79
15	南 1	E_3^2	3602	0.389	3.83	06	跃 6-5	N_2^1-N_1	1447	0.310	1.46
16	南 1	E_3^2	4482	0.473	1.79	07	狮中 4	N_1	1186.6～1187.8	0.389	1.31
17	风 3	N_2^1	2666	0.163	1.6	08	狮深 20	E_3^2	4131.62	0.493	1.15
18	风 3	N_2^1	3536	0.434	1.54	09	花 S1-10-1	N_2^1	639.6	0.344	1.46
19	梁 3	N_2^2	1764.48	0.012	2.15	010	花 S1-9-3	N_1	808～1209	0.364	1.38
20	梁 3	N_2^1	2532	0.406	2.04	011	游中 1	N_1	1039～1260	0.400	1.37
21	梁 3	N_1	3839.22	0.419	2.26	012	砂中 20	N_3^2	658～859	0.300	1.72
22	梁 3	E_3^2	4456	0.452	2.88	013	柴深 1	E_3^2	2331.5～2381.6	0.357	1.82
24	梁 3	E_3^2	5108.32	0.412	1.99	014	咸参 1	N_2^2-N_2^1	裸眼	0.452	1.62
25	尖 5	E_3^2	1892	0.378	2.85	015	油浅 152	N_2^2	0～530.38	0.358	1.35
31	柴 3	E_3^2	2160～2170	0.319	2.14	016	开浅 67	N_2^2	3.3～137.78	0.235	1.8
32	咸 7	E_3^{1+2}	3153～3163	0.301	1.87	017	南心 62	N_2^2	267.5～427.0	0.412	1.44
33	跃深 7	N_2^1	2100～2102	0.220	1.59	018	南 2	E_3^2	2981	0.652	1.01
34	跃深 10	E_3	3341～3350	0.213	20.74	019	尖中 8	N_2^1	106.03～611.01	0.325	1.55
35	跃 44	E_3^2	1820～1828	0.138	1.74	022	冷三号 7047	J_2^6	477.6～639.3	0.529	3.24
36	跃 24	E_3^2	3303～3438	0.211	1.56	023	冷四号 609	E_3^2	610～760	0.470	2.15
37	跃 24	E_3^2	3475～3582	0.223	1.87	0.24	冷五号 247	N_1	396～681.4	0.600	1.05
S1	狮深 20	E_1	2342～2520	0.146	2.22	025	鱼中 1	J_3^1	200	0.350	0.79

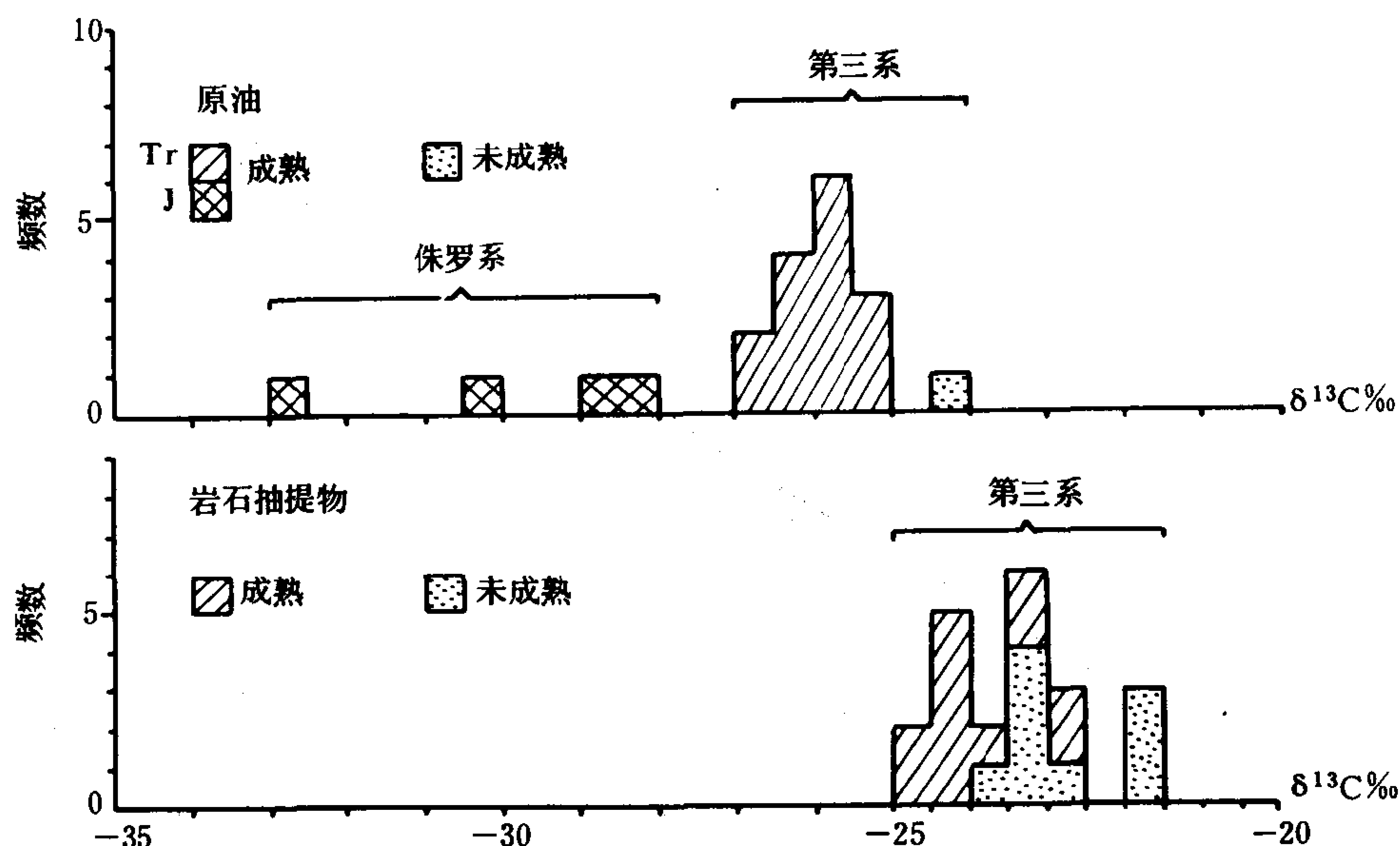


图 4−43 原油和岩石中 $\delta^{13}C$ 值频率分布图

重排甾烷等。

在环状化合物的总体分布上，其油源意义也是明显的。首先在第三系和侏罗系原油的比较上，第三系以丰富的甾烷和较高的三环萜烷及胡萝卜烷，甾／藿比值＞1 为特征；而侏罗系以丰富的藿烷和二环萜烷，甾／藿比＜1 为特征。就侏罗系油源本身而言，冷湖和鱼卡的原油又有明显的不同，后者甾／藿比更小，油源有别。

第三系岩石抽提物，按甾／藿比可分为强优势（甾＞＞藿）、优势（甾＞藿）和反优势（藿＞甾）三类。作为我们所分析过的第三系原油的生油岩，自然存在于那些具有甾烷优势的岩石中，这就需要进一步利用生物标记分子参数予以判别了。

（三）第三系正常甾烷原始构型（20R）化合物碳数分布的对比

甾烷的碳数分布是最有效的油／岩对比参数之一，因为它能够灵敏的反映油源岩的母质特征，确定油、岩之间的成因联系。其中，我们认为编制原始构型化合物（20R）的碳数分布三角图和综合指纹类型曲线是两种最好的油源对比方法。

如图 4−44 所示，总的来看，柴达木盆地第三系原油中 5α，14α，17α 甾烷（20R）的碳数分布的变化幅度不大，但相对而言，仍可划分为 A、B、C、D 四个点群，并与前述总体参数的分布具有相当的一致性。A 点群为尕斯库勒油田西面边缘相带干柴沟构造的低熟原油，以 C_{27} 和 C_{29} 的均势为特征。B 点群为狮子沟构造带的原油，C 点群为茫崖坳陷北区的低成熟原油（仅 014 号已成熟），两者均以 C_{27} 的不很强的优势为特征，而主要是在 C_{28} 的相对含量上有一定差别。第三系两个成熟的深层油样（D 点群）表现为明显的 C_{27} 的优势。未成熟凝析油（016 号）在碳数分布上比较特殊，是所有油样中 C_{28} 相对含量最高的一个样品。至于侏罗系油源油，显然不同于第三系原油，点群散布在图的下方（贫 C_{28}），或以 C_{27}，或以 C_{29} 的极大优势为特征。

以上述第三系原油点群分布为基础，可以在图中确定出两个油／岩对比亲缘圈的范围，

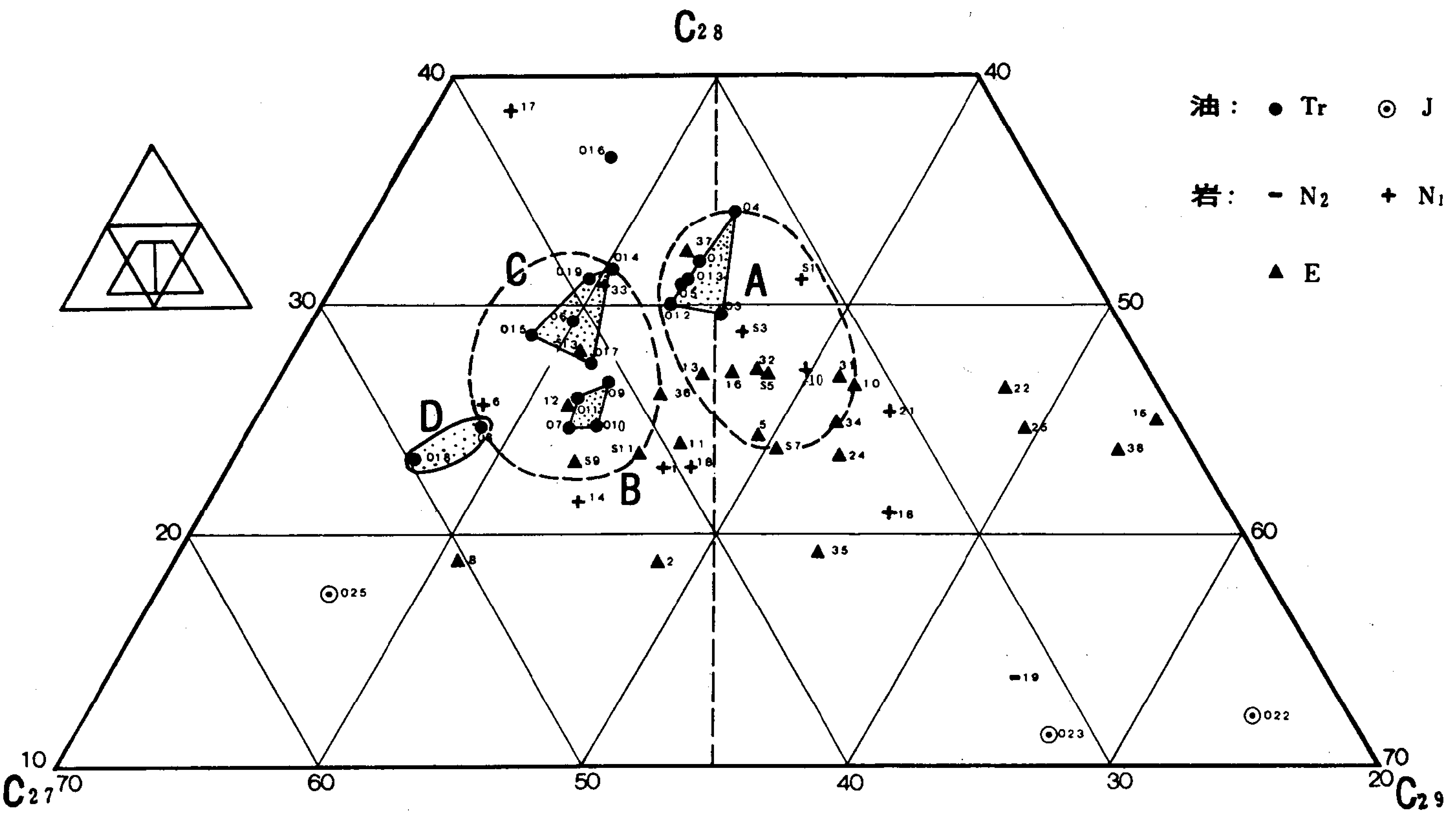


图 4-44　油岩中不同碳数生物构型（αααR）甾烷碳数分布三角图

从而排除了某些样品作为源岩的可能性。如图所示，在母质类型上，可以作为油源岩的落在亲缘圈之内的样品表现为两种情况：一种是属于相应邻近地区油田（藏）本身深部的岩石样品。在这种情况下，当配对油／岩的成熟度基本一致时，这些样品无疑代表了相应油藏的生油岩。譬如，34 和 37 号样品以及狮深 20 井下膏盐段以上（含膏盐段本身的 S7 号）的样品代表了尕斯库勒油田的生油岩；下膏盐段以下的样品代表了狮子沟构造带的生油岩等。这种油／岩的可比性进一步表明，这些油田的原油来自该区埋藏较深的下第三系地层，狮子沟—油砂山大断裂在这些油田的形成上起着极为重要的作用，构成了油气垂直运移和侧向运移的通道。另一种情况是，尽管有些岩样点也落在油岩亲缘圈之内，但是或成熟度低于可对比原油，或远离可对比的原油，失去了作为油源岩的可能性。它们只是表明油、岩的母质类型一致或在油田附近相应层位上可能有源岩存在。这是柴达木湖盆的沉积条件在区域上的稳定性和发展上的旋回性所造成的。

（四）用母源参数与成熟度参数相结合判别油源岩

就油源对比而言，最好的方法是把母源参数和成熟度参数结合起来进行，以便作出更为可靠的油源岩的判别。

在这里，笔者选用 C_{29} 甾烷的两项异构化参数——差向异构和环式异构参数作为油、岩的成熟度参数，分别与生物构型的正常甾烷（C_{28}+C_{29}）／C_{27} 这一母源参数相结合，编制了两张油源对比图（图 4-45 和图 4-46）。

在这两张油／岩对比图中，特别是在母源参数与 C_{29} 甾烷差向异构化参数构成的坐标图上，清楚地显示了柴达木盆地第三系不同成熟度原油与源岩之间的成因联系，并获得了以下认识：

1）柴达木盆地几种不同成熟度的原油，虽受岩样数目所限，仍大多可以找到相应的油源岩。它们在时代上是以下第三系为主，中新统为辅。在图中，我们按母源参数＝1.6 为界分为上、下两区，按三个成熟度级别，划分出四个母质类型和成熟度有别的点群（A、B、C、D）。有趣的是，狮深 20 井岩样的系统分析资料（图中实线），贯穿了四个原油的点群，显示了它在油岩对比上的相关性质和重要意义。从地质发展历史来看，在狮深 20 井的剖面中，下膏盐段之下（E_2）母质类型更好，之上（E_3—N_1）稍差。图中不同成熟度原油分布的上、下之别正是油源岩母质类型变化总趋势的反映。即总体来看，成熟度较高的原油是来自埋深较大、时代较老、母质类型较好的生油岩。反之，则生油岩的时代较新、埋藏较浅。这条界线大致与狮深 20 井下膏盐段相吻合。

2）尕斯库勒油田 03 号油样为未成熟的轻质油，在图中恰恰落在该油田本身未成熟的生油岩点群中，证明该油藏来自油田本身的生油岩。图 4-47 中，油、岩质量色谱图的直观对比表明，03 号油样与 34 和 37 号岩样可比性最好，说明油源层为渐新统，至于 016 号样是开特米立克油田未成熟凝析油。笔者没有该区的岩样及其有关的油源岩资料。不过有迹象表明它来自埋藏较浅的中新统未成熟生油岩。

3）B 点群以尕斯库勒油田的低成熟原油为代表（其中也包括干柴沟和油砂山的各一个油样）。值得注意的是，尽管我们在该油田采集到的岩样埋深已达 3500m（地温 124℃，第三纪晚期的埋深仅 2800m），但它们的成熟度仍低于原油。因此，岩样与原油的母质类型虽然相似，仍不可能作为油源岩。而假如我们把生油岩的成熟度提高一些，则油、岩之间必将出现良好的可比性，由此笔者得出一个重要的结论，尕斯库勒油田的低成熟原油是来自北侧断层下盘茫崖坳陷南部埋深已达 4000m 以上的下第三系生油岩。尕斯库勒油田的油层异常

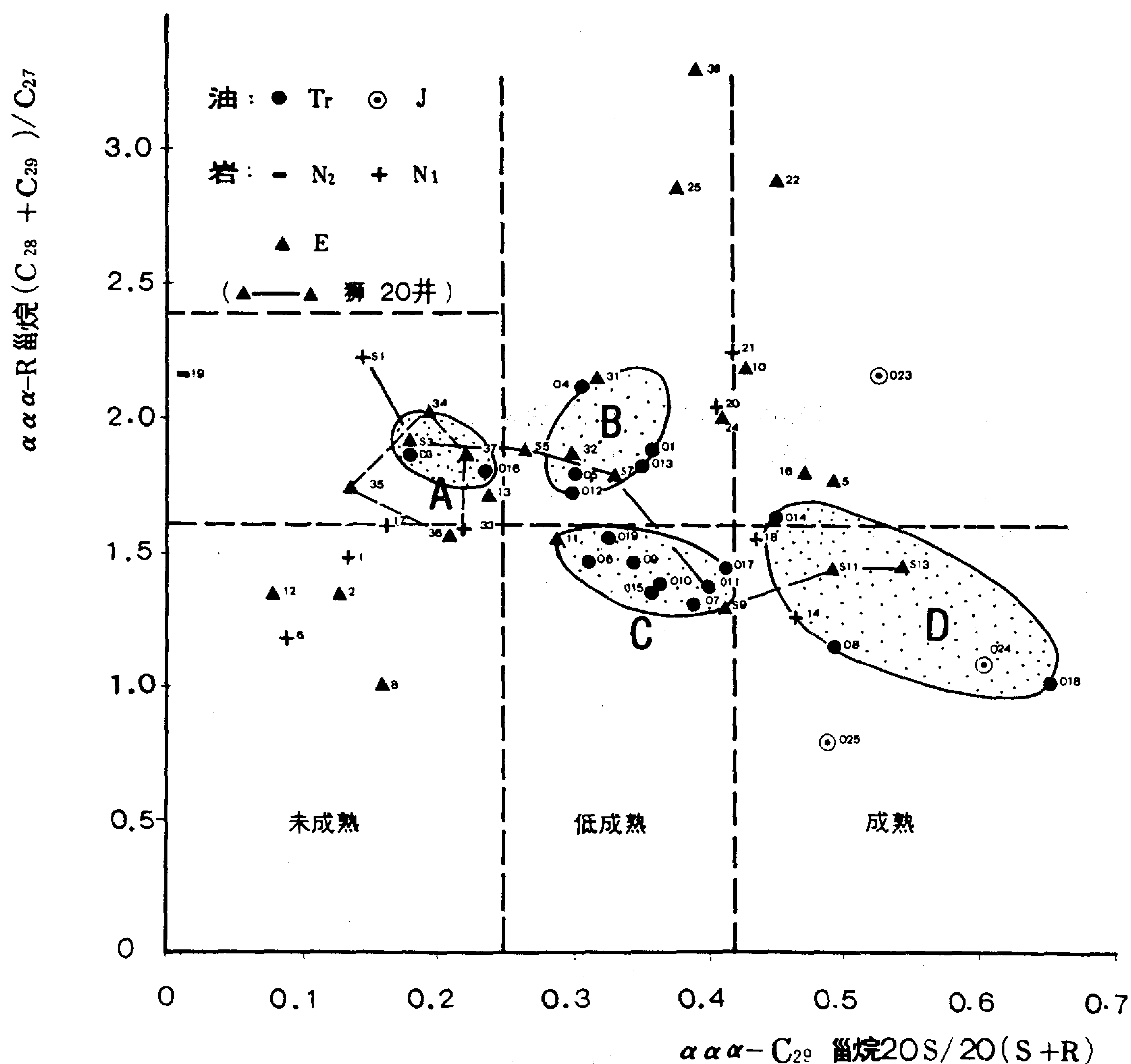


图4-45 以母源参数和甾烷差向异构化程度参数表示的第三系油源对比图

高压，可以设想这是由一种来自深部高压油源层的石油，沿断层上升，强行灌入储集层的结果。油层的异常高压是油源层埋深更大，地层压力更高的反映。如图4-45所示，尕斯库勒油田的低熟原油与盆地西斜坡某些下第三系低成熟生油岩（S7、31、32号）的可比性好，这也证明其油藏存在于断层下盘埋深更大的相应地层中（见图4-48）。

4）C点群代表了狮子沟构造带和茫崖坳陷北区（油泉子、南翼山和尖顶山）低成熟油。总的来说，它们的母质类型较好，异构化程度和成熟度也高于尕斯库勒油田，表明油源层埋深较大，时代较老。图4-45、4-44和图4-48表明，可比性较好的油源岩有狮子沟埋深3900m的S_9号样和油泉子埋深4300m的11号样，时代属渐新统。

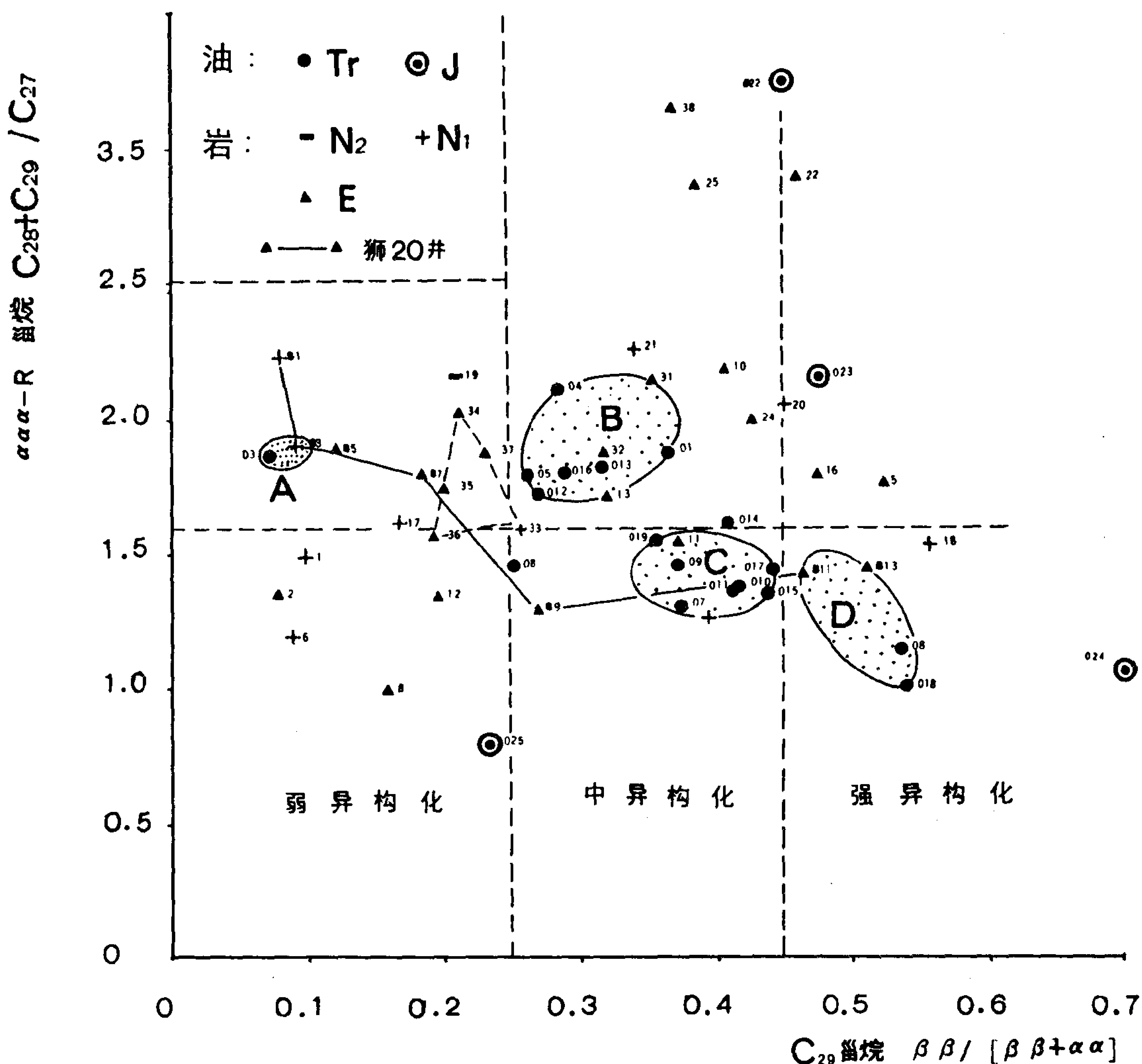


图 4-46 以母源参数和环式异构化程度表示的第三系油源对比图

5）点群 D 代表了本区第三系成熟—高成熟的原油和凝析油。应该说它们是来自成熟度最高、埋深最大的源岩。如图 4-45 和图 4-49 所示，它们的源岩可以狮深 20 井埋深 4200～4500m 的 S11 和 S13 号样为代表，属始新统。在我们所采集的样品中，没有高成熟（$R_o>1.3\%$）的岩样，因此没有发现与南 2 井高成熟凝析油可以直接对比的源岩。不过，按狮 20 井的成熟趋势和旱 2 井的资料，这类高成熟生油岩是出现于埋深 5000m 以上，地温 160～170℃以上的层位中。南翼山地温梯度较高，埋深 3000m 凝析油温度已达 132℃，可以预料源岩将出现在埋深大于 4500m、地温大于 170℃的地层中。总之，笔者认为柴达木盆地的成熟石油应来自下膏盐段之下的古、始新统（E_{1+2}）的生油岩。这种油源油由于埋深较大，目前还发现不多，但它们表明柴达木盆地的深层勘探还有很大潜力。

（五）油、岩指纹类型的对比

油、岩生物标记化合物的指纹特征和类型分析是油源对比的有效方法之一。我们利用 6

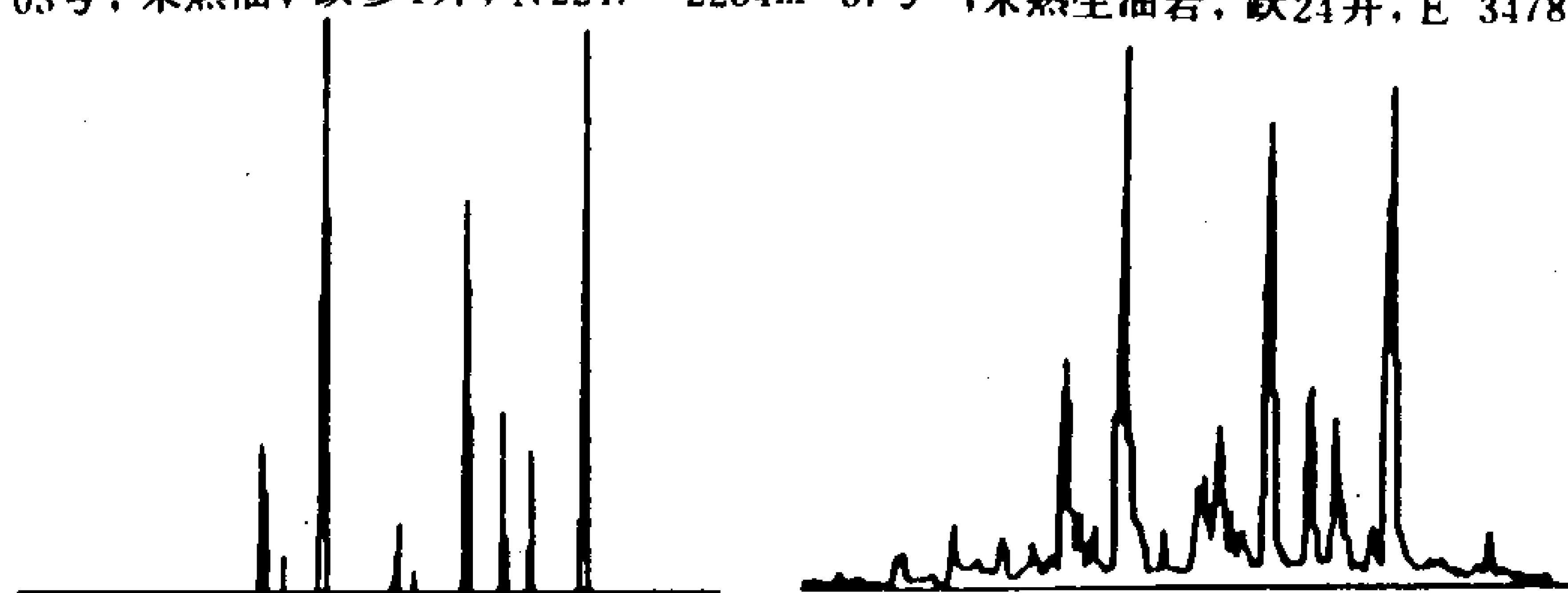


图 4-47 尕斯库勒油田未成熟石油中甾烷（m/e217）的油岩对比图

个 $\beta\alpha$ 型重排甾烷，6 个异胆甾烷和 6 个胆甾烷共 18 个 C_{27}–C_{29} 的化合物归一计量，基本上按它们在色谱图上流出的顺序，编制指纹图。把所有的指纹曲线加以比较，按相似归并的原则，获取几个样品合一的综合指纹曲线。

在图 4-50 中，汇编了 35 个第三系岩石抽提物中甾烷的综合指纹曲线，共 11 条。这些曲线可以按成熟度分为 A 型（未成熟）、B 型（低成熟）和 C 型（成熟）。每一类型再以 20R 构型化合物的碳数分布特征为主要根据，划分为若干亚型，这样就体现了油源对比中母源参数与成熟度相结合的原则。

如图 4-50 所示，柴达木盆地西部第三系生油岩的综合指纹曲线组成了一个从未成熟到成熟的熟化系列，它们的共同特征是：

1）重排甾烷的含量低，并显示出 C_{29} 的优势。即便是在成熟的生油岩中，重排甾烷的增长也较为有限，反映了盐湖相沉积对重排反应的抑制作用。

2）在 R 型正规甾烷的碳数分布上，以 C_{27}–C_{28}–C_{29} 甾烷组成的谷状"V"型指纹为基本特征，或 C_{27} 或 C_{29} 呈现出较弱的优势。这是一种成烃母质较好、在我国第三系生油岩中常见的指纹类型。不过，在柴达木盆地第三系生油岩抽提物中，以 C_{28} 具有一定强度为特色。因此"V"形的坡度平缓，甚至有碳数分布上的"一"形指纹（A_3 型）出现。

3）在这些样品中，典型的腐殖型母质即具有 C_{29} 显著优势的箕状反"L"型指纹（A_4）少见。

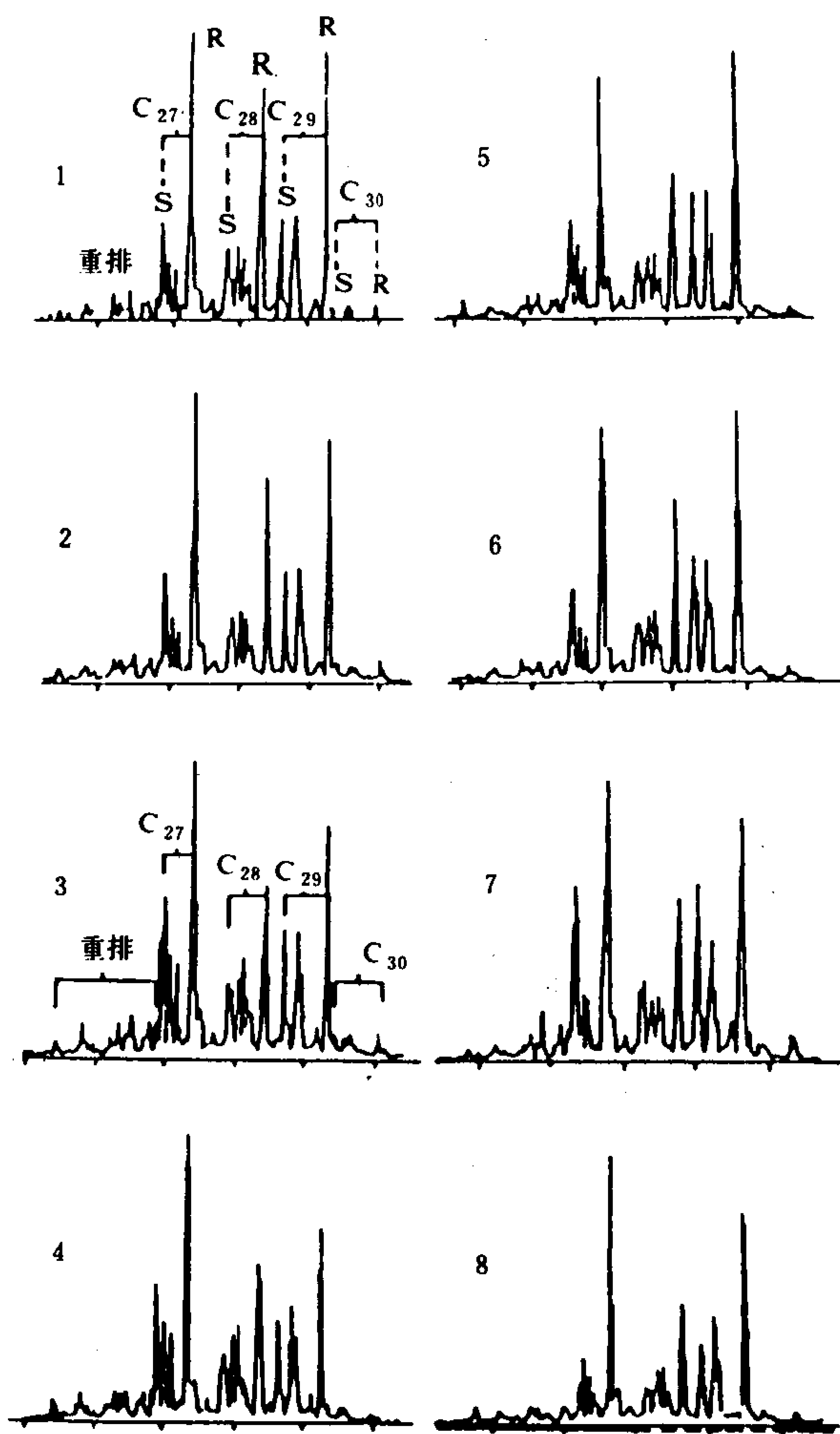


图 4-48 柴达木盆地西南部各区低成熟原油中甾烷（m/e 217）的油岩对比图

1—跃深 7 井，E_3^1，低成熟油；2—砂中 20 井，N_1^1，低成熟油；3—南 2 井，E_3^2 成熟油；4—油浅 152 井，N_2，低成熟生油岩；5—柴 3 井，E_3^2，同 4；6—成 7 井，E_3，同 4；7—狮 20 井，E_3^2，同 4；8—油 6 井，E_3^2，同 4

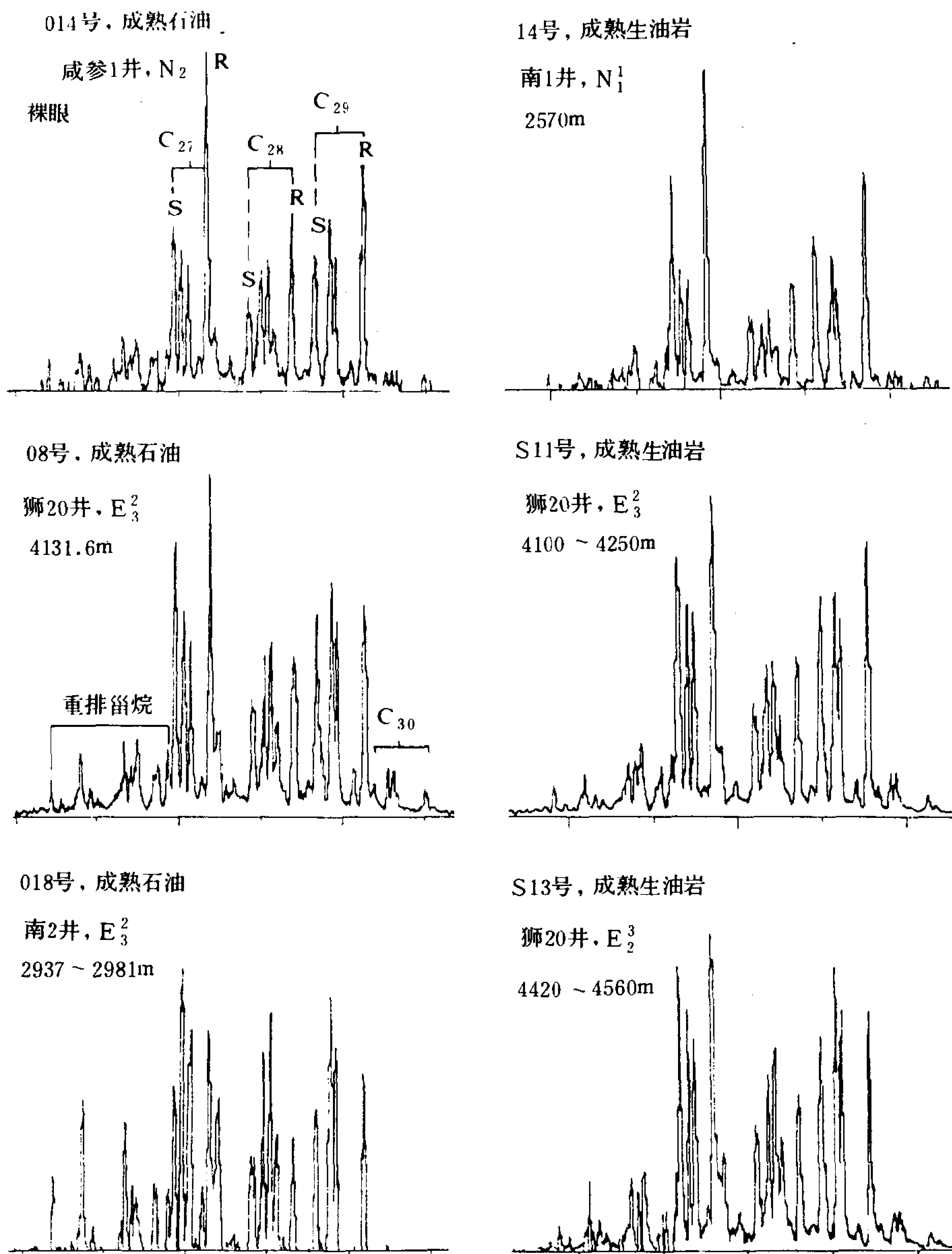


图 4-49 第三系成熟石油中甾烷（m／e217）的油／岩对比图

4）在未成熟的生油岩中，生物构型（20R）的化合物具有明显的优势，综合指纹曲线起伏很大，而随着成熟度增高，指纹曲线的起伏渐趋平缓，但“V”型的基本特征始终保持着。同时，就单一碳数的指纹特征而言，随成熟度的增长有如下变化规律：未熟“勺形”，低熟“阶梯形”，成熟“凹形”，高成熟“凸形”。

在图 4-51 中，笔者汇编了柴达木盆地原油的综合指纹曲线。从图中不难看出，不仅第三系原油与侏罗系油源油的指纹特征明显不同，而且冷湖侏罗系油源油同鱼卡的侏罗系原油也有显著的差别。冷湖侏罗系油源油是一种成熟度较高的指纹，属反“L”型，具有重排甾烷的显著优势，代表了湖沼相腐殖型源岩成烃的特征指纹。而鱼卡原油的指纹是以 C_{27} 的显著

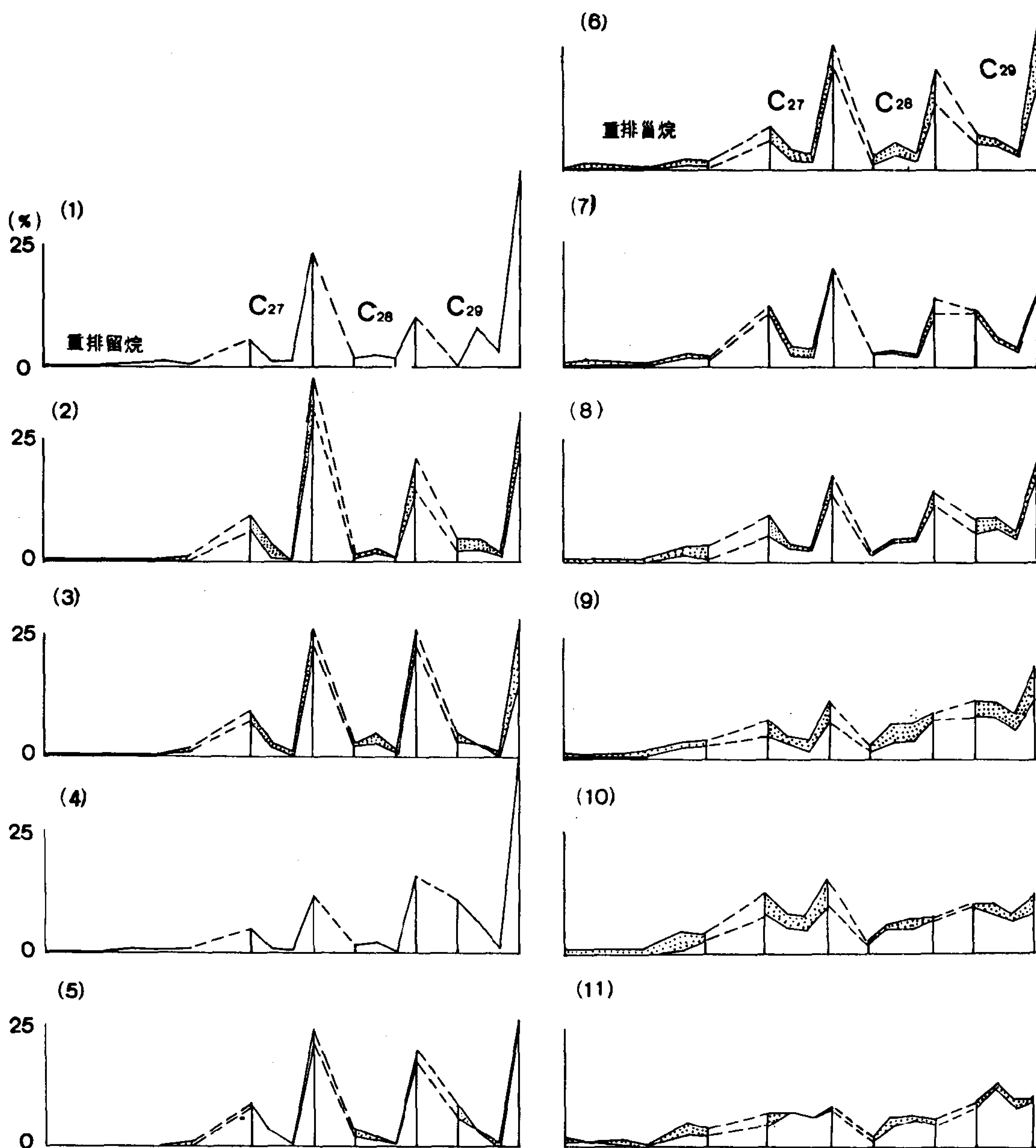


图 4-50 柴达木盆地第三系不同成熟度生油岩抽提物中甾烷的综合指纹图

1—A_1型，未成熟；2—A_2型，未成熟；3—A_3型，未成熟；4—A_4型，未成熟；5—A_5型，未成熟；6—A_6型，未成熟；7—B_1型，低成熟；8—B_2型，低成熟；9—B_3型，低成熟；10—C_1型，成熟；11—C_2型，成熟

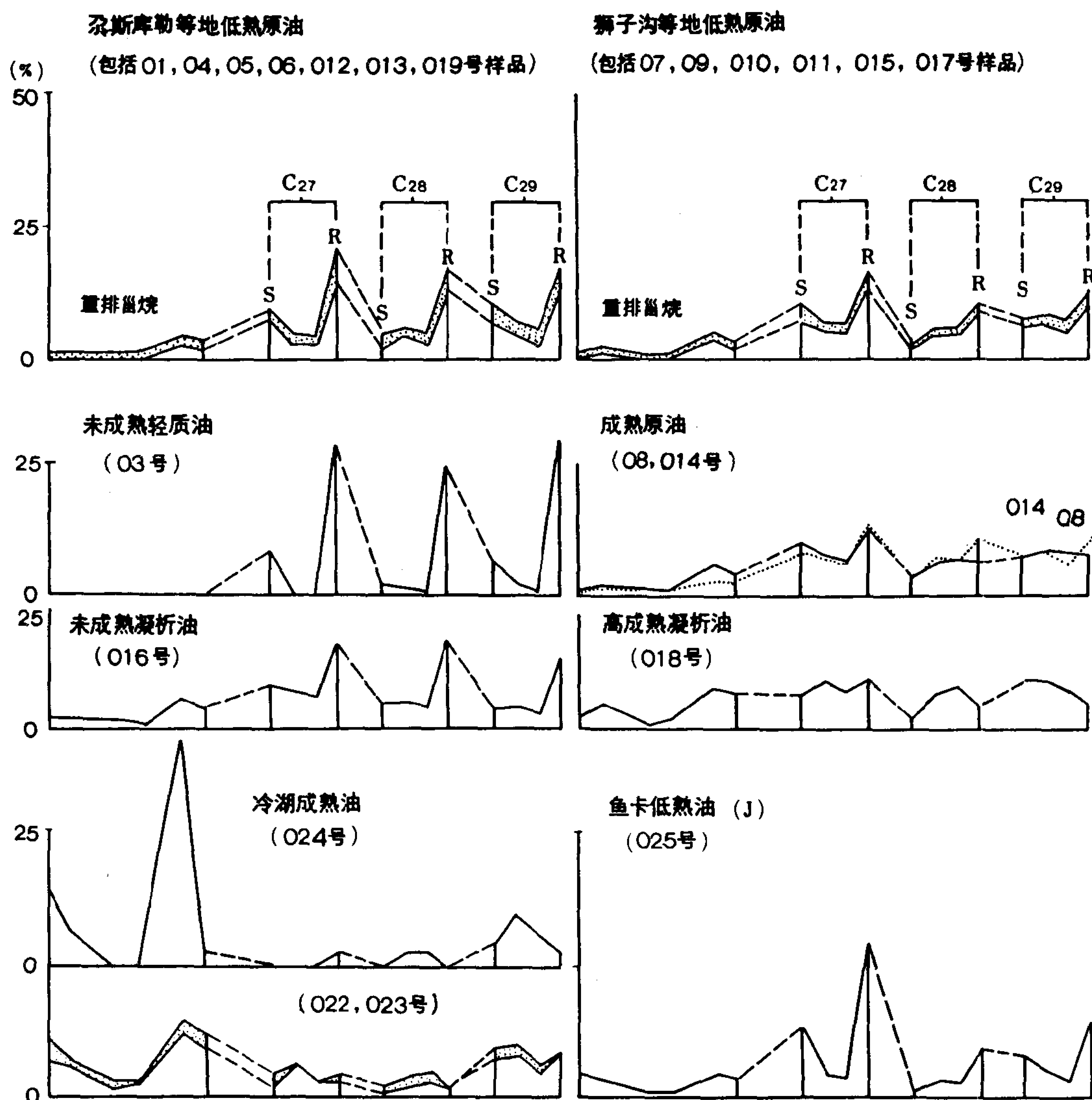


图 4-51 柴达木盆地原油中甾烷的综合指纹类型图

优势为特征的，属"L"型，代表了淡水湖相腐泥型源岩成烃的特征指纹。从侏罗系剖面的岩相变化和含煤情况来看，鱼卡原油的源岩时代应晚于冷湖的油源岩，很可能是中侏罗纪晚期湖相沉积的油页岩（J_2^7）。

第三系原油指纹在总的面貌上与第三系生油岩的指纹有很大相似性和可比性，并同样处于一个熟化的系列之中，曲线的起伏渐趋平缓。除两个凝析油样外，均可以从第三系生油岩的综合指纹曲线中找到可比性良好的指纹类型。其中：

03 号未成熟原油与 A_3，A_5 和 A_6 型指纹均有可比性，尤以 A_5 和 A_6 的可比性更佳。

与前述研究结果一致，低熟石油也可以分为成熟度相对较低的尕斯库勒油田的原油指纹和成熟度相对较高的狮子沟构造带的原油指纹。干柴沟（013）和尖顶山（019）的低熟原油指纹与前者同型，油泉子（015）和南翼山（017）的低熟原油指纹与后者同型。它们与生油

岩综合指纹曲线中的 B_1 和 B_2 型具有较好的可比性，油源岩自然也就包含在其中了。

成熟石油（08，014）的指纹起伏较为平缓，与生油岩指纹的 C_1 型可以对比。其中 014 号咸水泉的原油指纹的成熟度低于 08 号狮子沟狮深 20 井深层原油，因此具有成熟原油与狮子沟低熟原油之间的过渡性质。

总之，通过油／岩之间甾烷指纹的对比，进一步证实了我们在前文中有关柴达木盆地第三系油源岩判别的结论，并使可比性生油岩的范围有所扩大。这是因为笔者在前文中所使用的油／岩对比方法，只是侧重油、岩之间某些基本特征的比较，限定严格，而在这里是甾烷全碳数指纹特征即全貌或总体特征的对比。在柴达木盆地第三系可比性油、岩的母源参数（碳数分布的指纹类型）变化不大的情况下，油、岩之间成熟度的一致性就成为油、岩之间指纹相似性的主要因素，从而扩大了可比性油／岩的范围。

二、准噶尔盆地克拉玛依油田

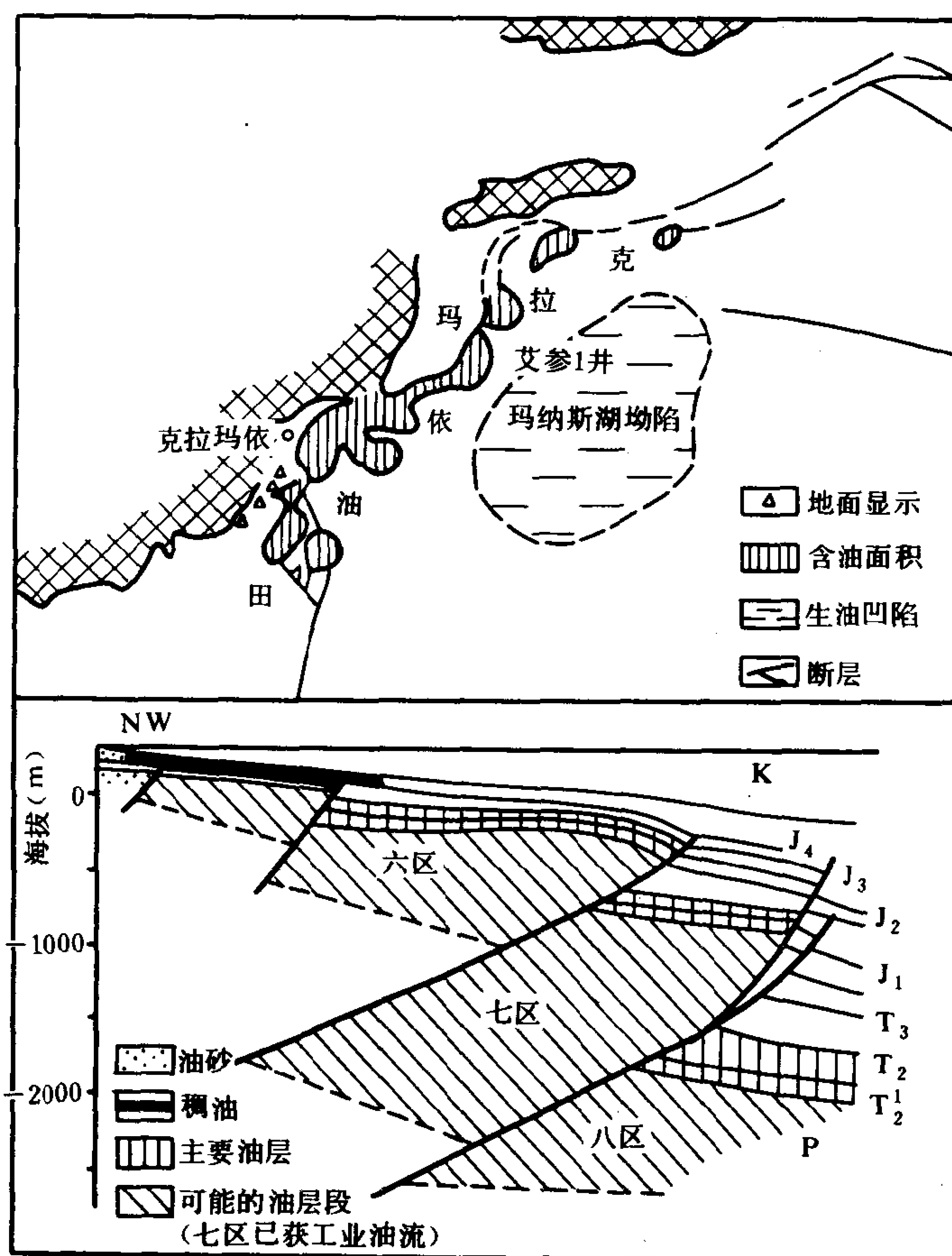


图 4-52 克拉玛依油区油田和地表油气显示的分布

如图 4-52 所示，克拉玛依油田位于准噶尔盆地西北缘的山前地带，处于一个大型北东向断阶状隆起带上。这个隆起带开始形成于古生代后期，除下二叠统风城组（P_{1f}）的泻湖沉积（厚约 600m）有一定的生油条件外，其他各时代的地层均向隆起带变粗、减薄以至尖灭。这说明克拉玛依油气聚集带本身的生油条件不佳，而关于主力油源区，几乎没有其它可资利用的钻井资料。因此，油源层的判别只能借助于外围的有关资料。克拉玛依油田是沿着北东向克拉玛依-乌尔禾大断裂分布的一个长达 140km 的带状油田，不仅本身断裂发育，而且其西北侧山前地带含油地层广泛出露，油砂、油气苗和大型沥青脉在地表分布广泛，展布达 160km。井下埋藏不太深的原油都受到了不同程度的微生物降解。同时，研究表明，克拉玛依原油可能是我国在运移地球化学效应方面最为鲜明的一种原油。在油田形成过程中，石油曾经过长距离侧向运移，经历了显著的地质色层分离作用。这也是在油／岩对比中应考虑的一个重要影响因素。

(一）生物标记化合物分布的基本特征

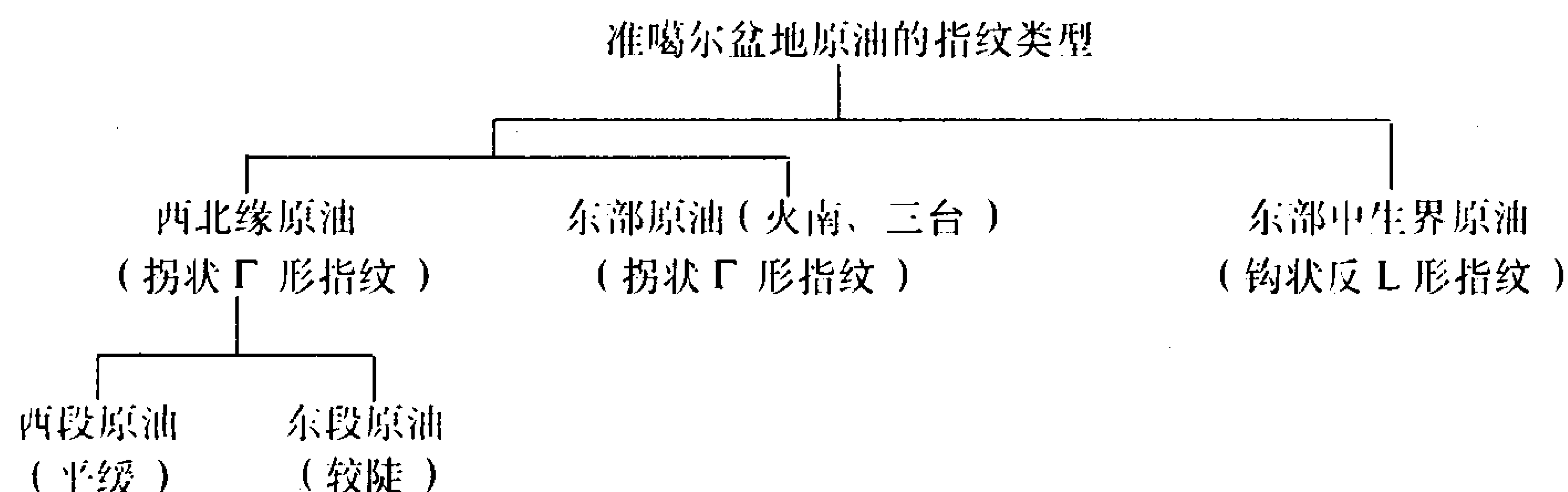
如图 4-53 所示，克拉玛依和克拉美丽原油（图 4-53A、B）在甾烷类和萜烷类的组成与分布上是颇具特色的。它们不仅有别于盆地南缘乌鲁木齐山前坳陷的中生界原油（图 4-53C)，而且也不同于我国东部中、新生界原油生物标记物的组成与分布。其基本特点是：在胆甾烷（5α，14α，$17\alpha C_{27-29}$）和重排甾烷中，C_{29} 在丰度上具明显优势，其次为 C_{28}，而 C_{27} 甚少。它们之间的比例大致为 5.5∶3.5∶1。在异胆甾烷（5α，14β，17β，C_{27-29}）中 C_{28} 所占比例增加，其丰度与 C_{29} 的基本相当，$C_{29}:C_{28}:C_{27}=6.7:6.6:1$。其中 C_{28}（20S）构型的异胆甾烷尤为突出，在绝大多数样品谱图中常以主峰出现。在不同碳数甾烷的丰度分布上，C_{27} 的低值和 C_{28} 的高值是克拉玛依和克拉美丽原油的一大特色，表现为 $C_{27} \ll C_{28} \ll C_{29}$。而沼泽相有机质和Ⅲ型干酪根的产物中，甾烷类的分布为 $C_{28} < C_{27} \ll C_{29}$，两者显然不同。

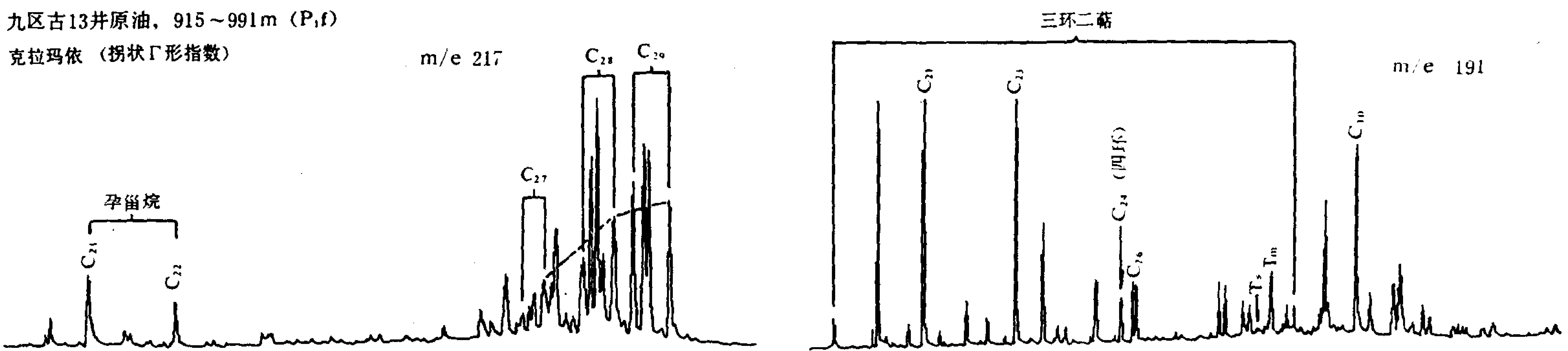
研究表明，在准噶尔盆地中，克拉玛依油田和克拉美丽地区原油的甾烷分布特征，与上古生界石炭系和二叠系部分岩石抽提物中甾烷的分布十分相似，而与中、新生界的明显不同。特别引人注目的是，在盆地南缘妖魔山和三工河上二叠统剖面中，那些含Ⅰ、Ⅱ型干酪根（如藻类）的岩石抽提物和原生沥青的甾烷分布特征（图 4-54，4-55），如果不考虑成熟度方面的差别，同克拉玛依原油非常相似。这就证明了关于甾烷 C_{27}/C_{29} 的低值即代表Ⅲ型母质的结论对准噶尔盆地上古生界原油和岩石并不适用。为此，我们选择了保持原始生物构型的甾烷系列——5α，14α，17α（20R 或 20R+20S）甾烷的丰度分布，作为最基本的油源判别标志。

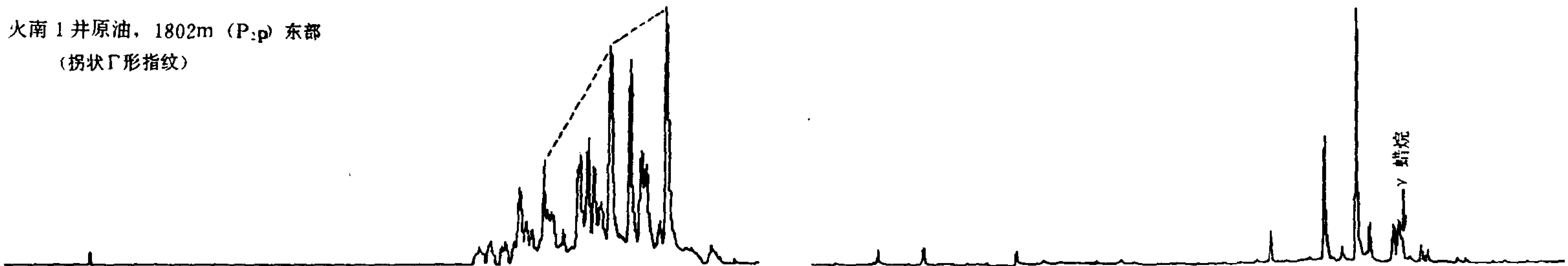
(二）油、岩的指纹特征和可比性

图 4-56 是准噶尔盆地的原油（包括油苗），不包含异胆烷在内的甾烷类综合指纹曲线及其 R 构型化合物的指纹曲线。其中，西北缘和东部原油的共同点是重排甾烷和 C_{27} 胆甾烷的含量较低，且重排甾烷和 ααα 胆甾烷分别组成 A、B 两条从 C_{27} 到 C_{29} 递增的折线。显然，它们的特点根本不同于中生界原油，前者 C_{27} 低而 C_{28} 具有明显优势，表现为拐杖状 Γ 形指纹；而后者以 C_{27}、C_{28} 低，而 C_{29} 独具优势为特征，表现为钩状反 L 形指纹。中生界原油的这种指纹是典型的煤系原油的指纹，也是Ⅲ型干酪根生成的液态烃的特征指纹。同时，东部和西北缘原油指纹之间也有一定区别。前者，重排甾烷含量少，C_{27} 胆甾烷又高于西北缘，故使 B 线段整个高于 A 线段；后者，B 线段起点（C_{27}）很低，A、B 两线段构成叠瓦状的形式。就西北缘石油而言，可以分为两个亚类。东段表现为 C_{28} 和 C_{29} 胆甾烷更为富集，B 线段的斜率更大，而西段较为平缓。此外，风成城沥青脉与三工河上二叠统原生沥青脉，虽地处南北异地，但指纹相似，也值得注意。

综上所述，准噶尔盆地的原油存在着如下的聚类关系：







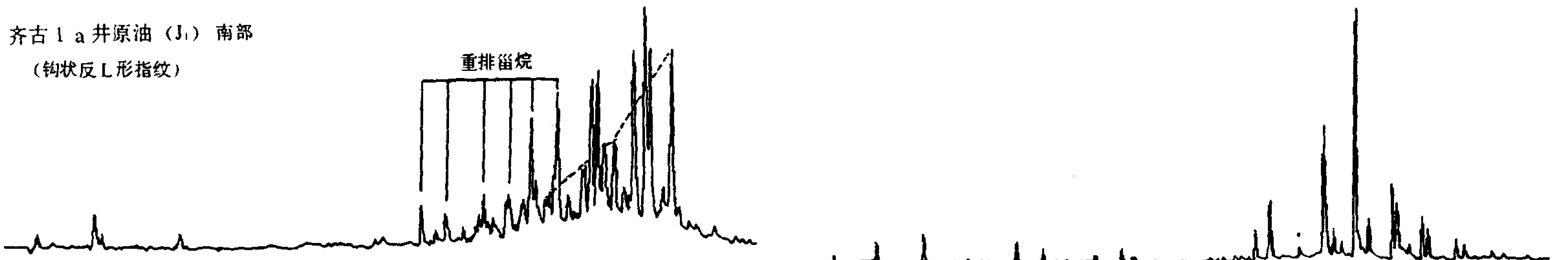


图4-53　准噶尔盆地不同地区和时代原油中甾烷和萜烷的质量色谱图

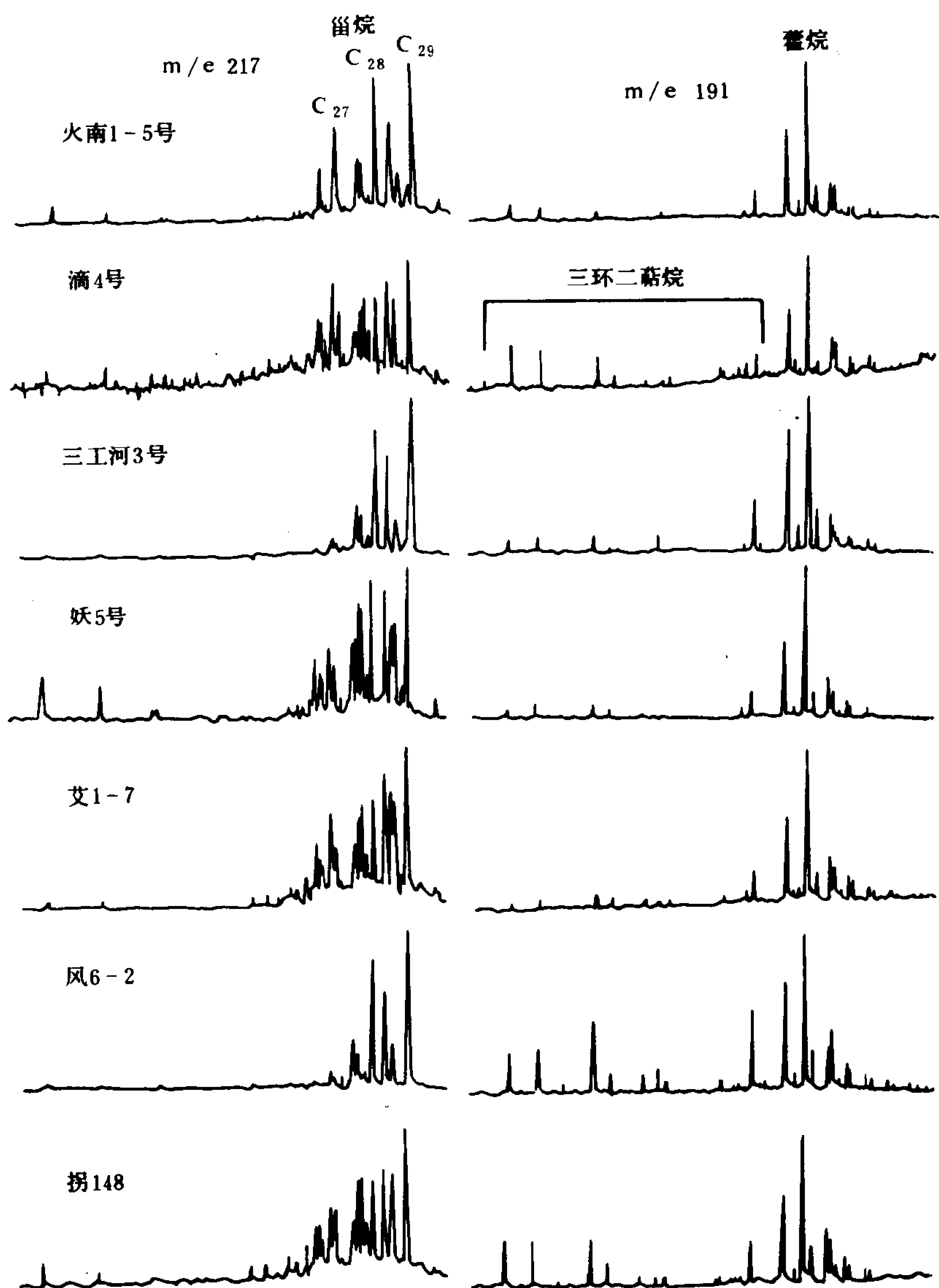
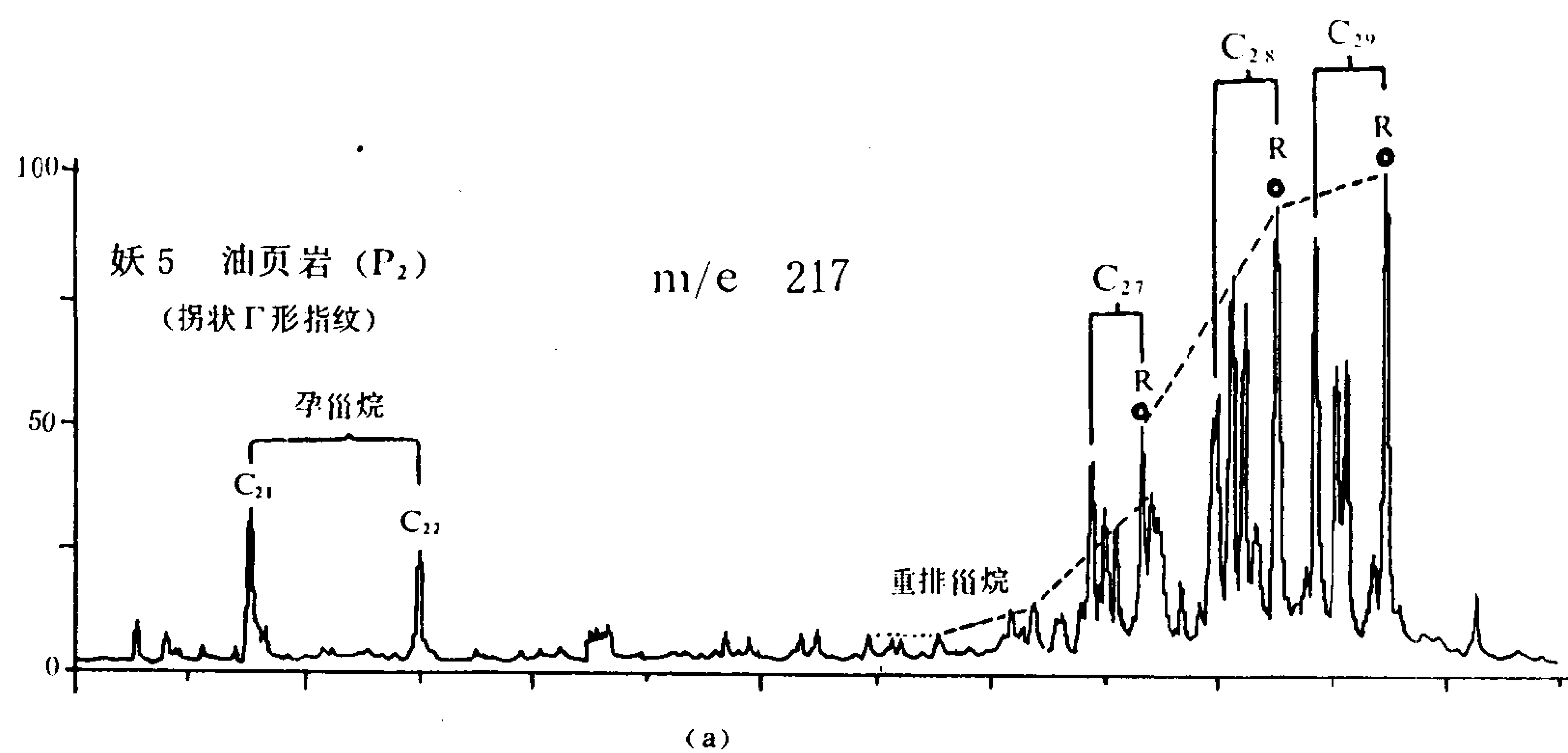
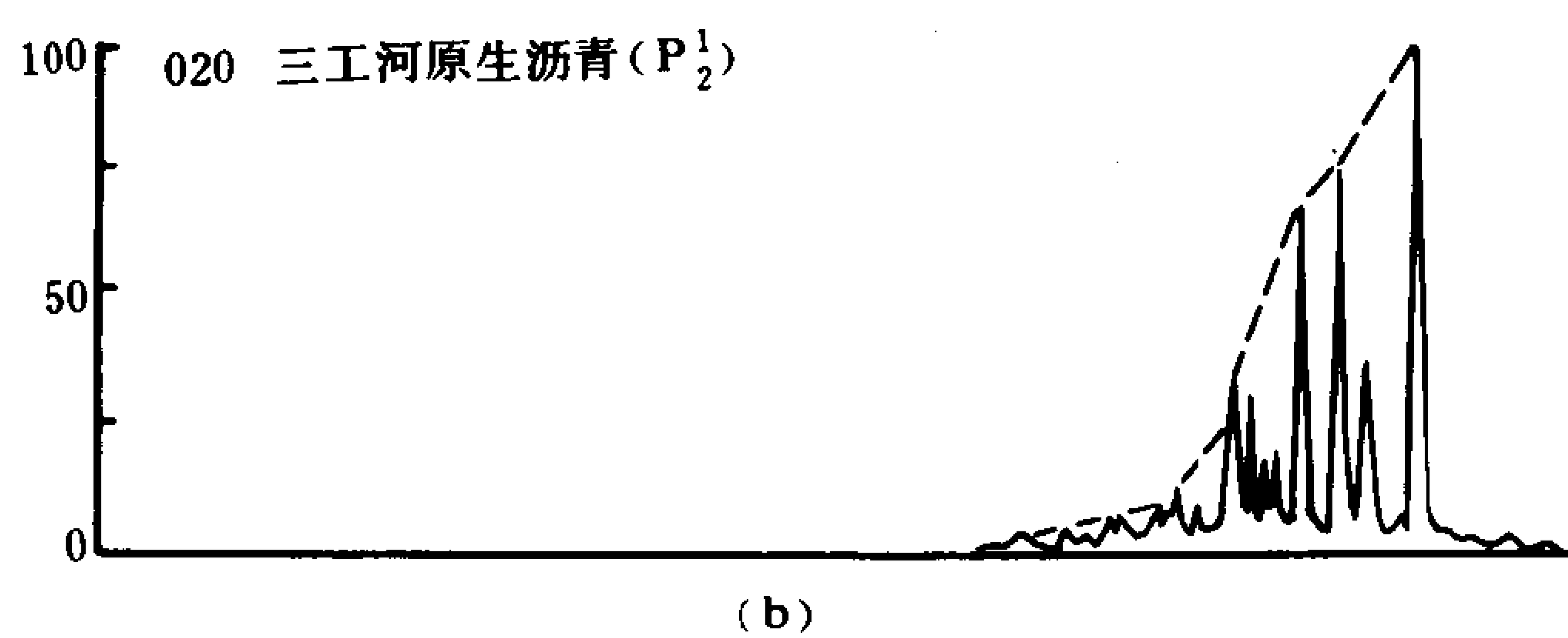


图 4-54 准噶尔盆地不同地区和时代岩石抽提物中甾烷和萜烷的质量色谱图

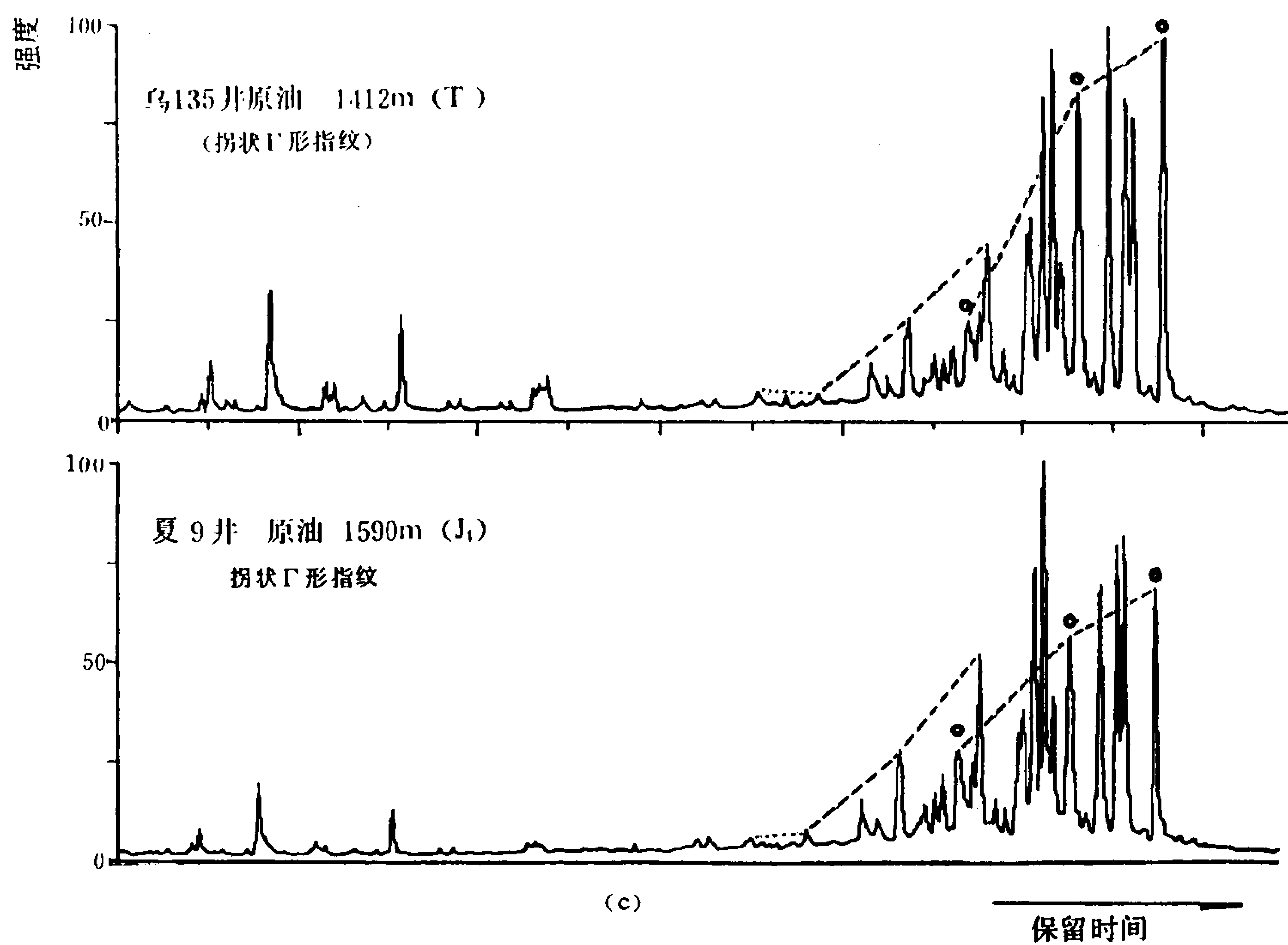
图 4-57 是准噶尔盆地上古生界某些油源岩的指纹曲线。我们发现，准噶尔盆地古生界油源岩也具有重排甾烷含量低的特点，其相对丰度与东部原油相近，而普遍低于西北缘的原油。故 A、B 两线段分布形式也与东部相似，而有别于西北缘。但从油源岩的指纹特征来看，可分为两个类型。其中，第一类是Ⅰ、Ⅱ型干酪根油源岩的指纹，如风 6-2、风 7、妖魔山油页岩及鱼化石等，与原油相似，亦具有低 C_{27}、高 C_{28} 和 C_{29} 的特点，同样表现为拐杖状 Γ 形指纹的特征。它们的 B 线段的斜率，或与西北缘东段相似而较陡，如风 6-2，或与西北缘西段相当而较缓，如妖 5。第二类是Ⅲ型干酪根油源岩的指纹，其特点是 C_{27} 和 C_{28} 都低，仅 C_{29} 高，与南缘中生界原油有些相似。由此可见，C_{28} 的相对丰度在本区油源岩的判别上是一个重要特征。至于哈山黑色板岩抽提物中甾烷的指纹，则与克拉玛依原油的



(a)



(b)



(c)

图 4-55 准噶尔盆地南缘晚二叠世页岩（Ⅰ型干酪根）(a)、原生沥青（三工河）(b) 和克拉玛依原油中 m／e217 甾烷质量色谱图 (c)

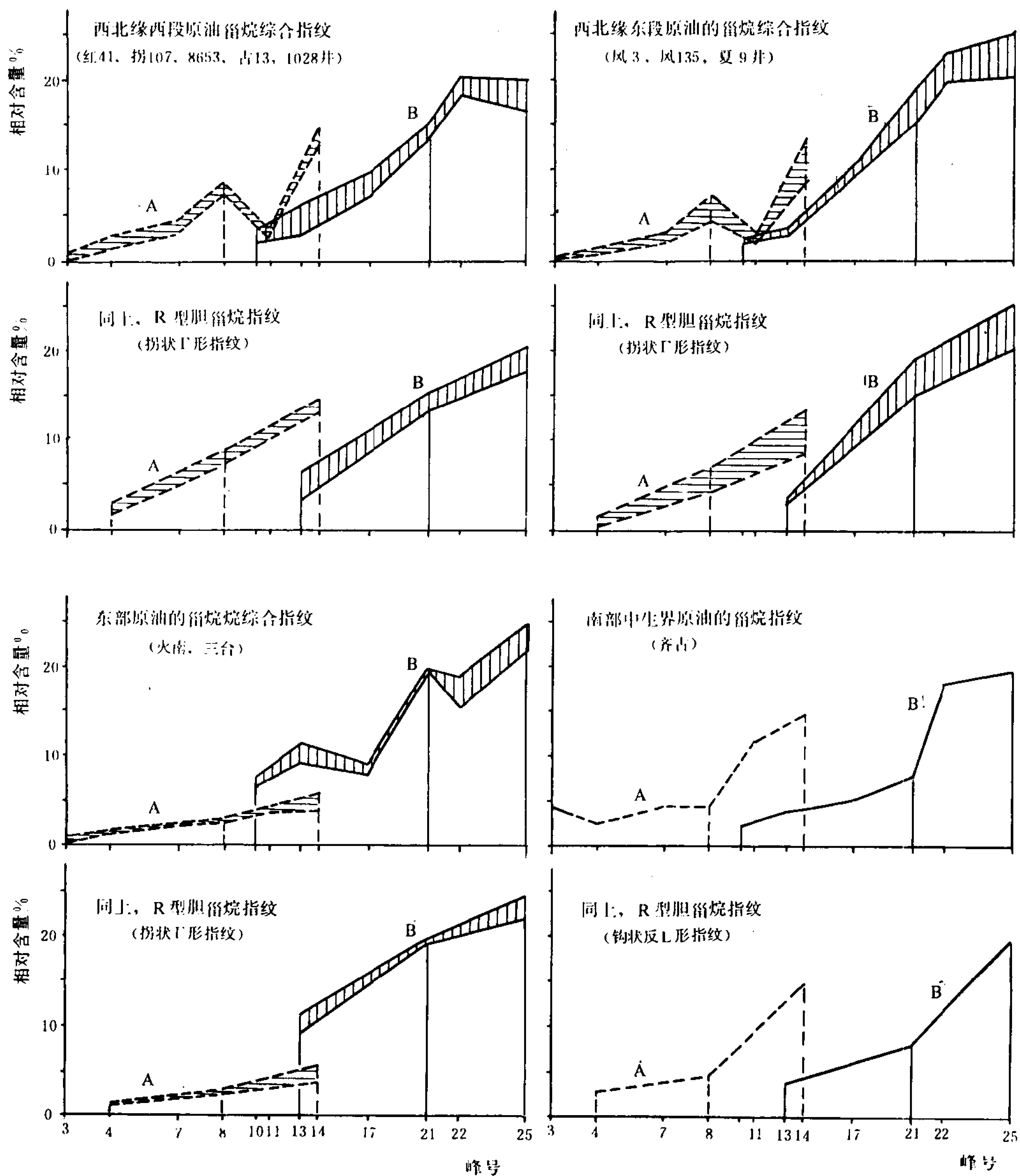


图 4-56 准噶尔盆地不同地区原油中甾烷的综合指纹曲线

图中峰号所代表的甾烷名称及构型：3—13β，17α20SC_{27}重排甾烷；4—13β，17α20RC_{27}重排甾烷；7—13β，17α20SC_{27}重排甾烷；8—13β，17α20RC_{28}重排甾烷；10—5α，14α，17α20SC_{27}胆甾烷；11—13β，17α20SC_{29}重排甾烷；13—5α，14α，17α20RC_{27}胆甾烷；14—13β，17α20SC_{29}重排甾烷；17—5，α，14α，17α20SC_{28}胆甾烷；21—5α，14α，17α20RC_{28}胆甾烷；22—5α，14α，17α20SC_{29}胆甾烷；25—5α，14α，17α20RC_{29}胆甾烷

根本不同，它以高C_{27}、低C_{28}为特征，呈现“V”型的油型指纹，在盆地中尚未发现与此相应的原油。

图 4-58 为准噶尔盆地油岩综合指纹对比图。由图可以看出，东部原油与妖魔山油页岩的抽提物可比性极佳。由此可见，该原油没有受到运移色层效应的明显影响。其油源岩的沉

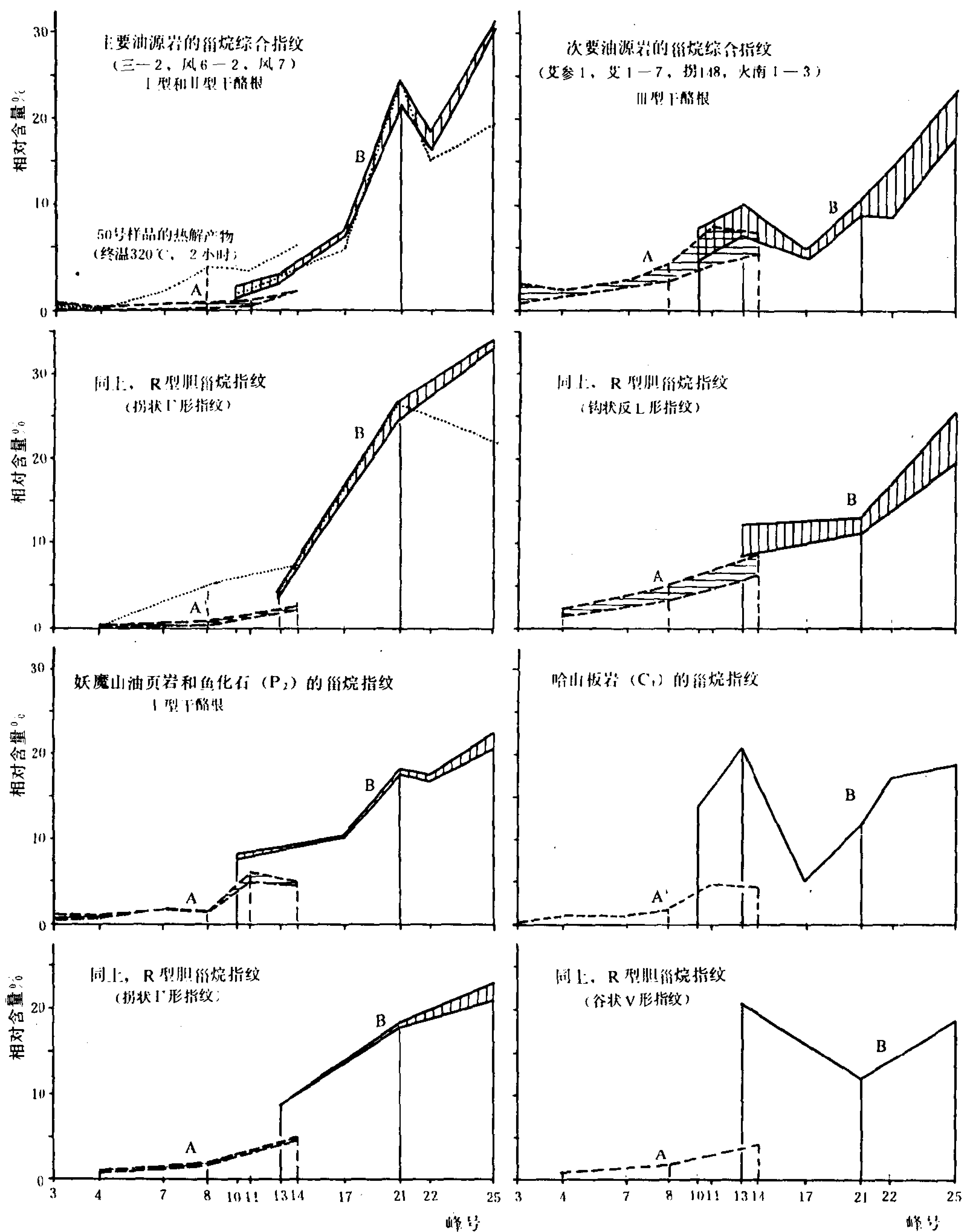


图 4–57　上古生界油源岩的甾烷指纹曲线（峰号同图 4–56）

积环境（平地泉组，P_2p）与妖魔山油页岩所属的芦草沟组（P_2l）十分相似。西北缘的油、岩指纹是平行的，指纹类型相同，有可比性，只是由于运移等作用的影响，使油、岩中重排甾烷的相对含量有所不同。

（三）油岩对比

为了进一步查明克拉玛依油田和东部石油的源岩，编制了 5α，14α，17α–胆甾烷（20R）

(简称 20R 胆甾烷，下同）的三角图（图 4–59）。图中还纳入了前人分析的几个数据点。

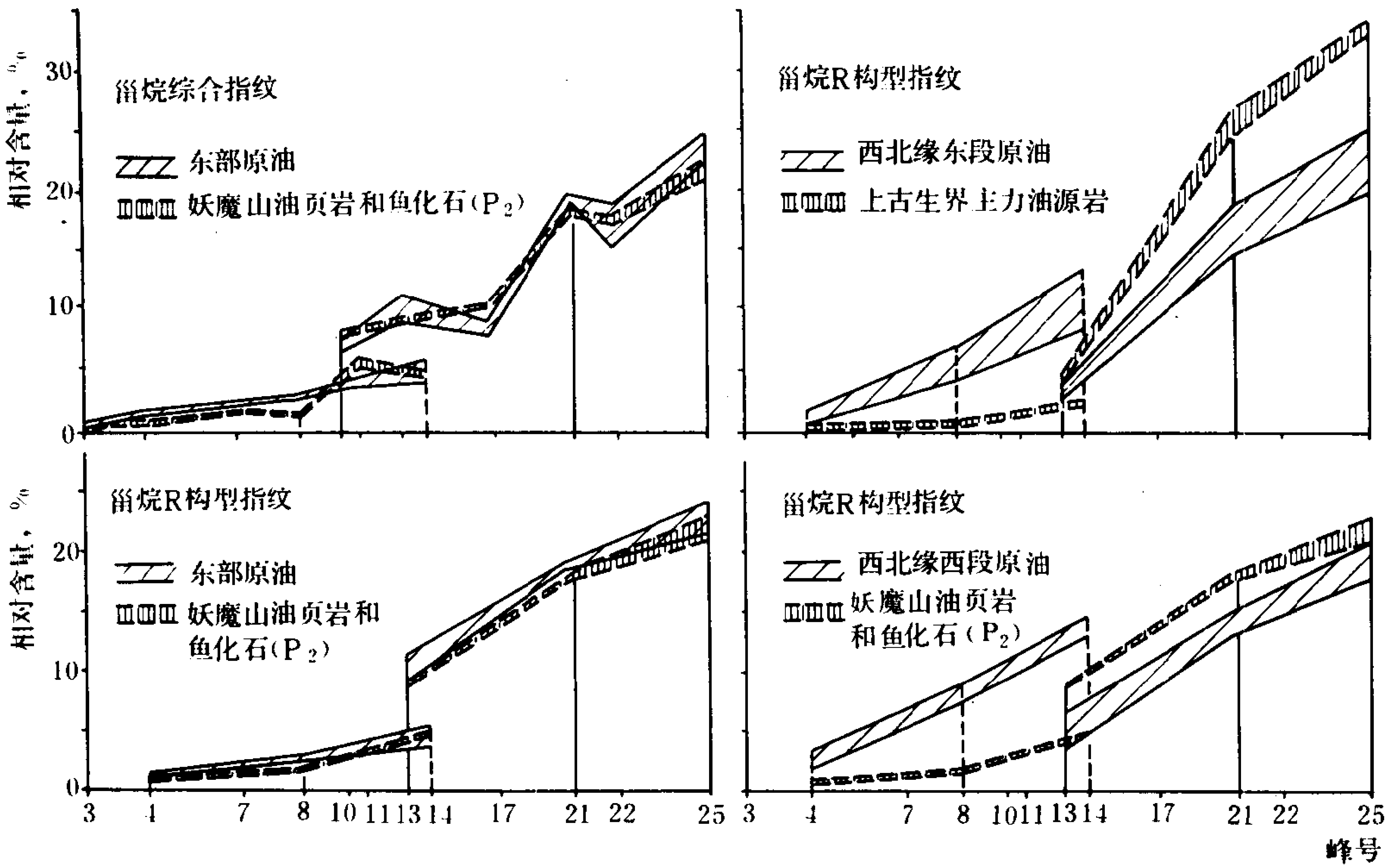


图 4–58　油／岩对比的甾烷综合指纹曲线（峰号同图 4–56）

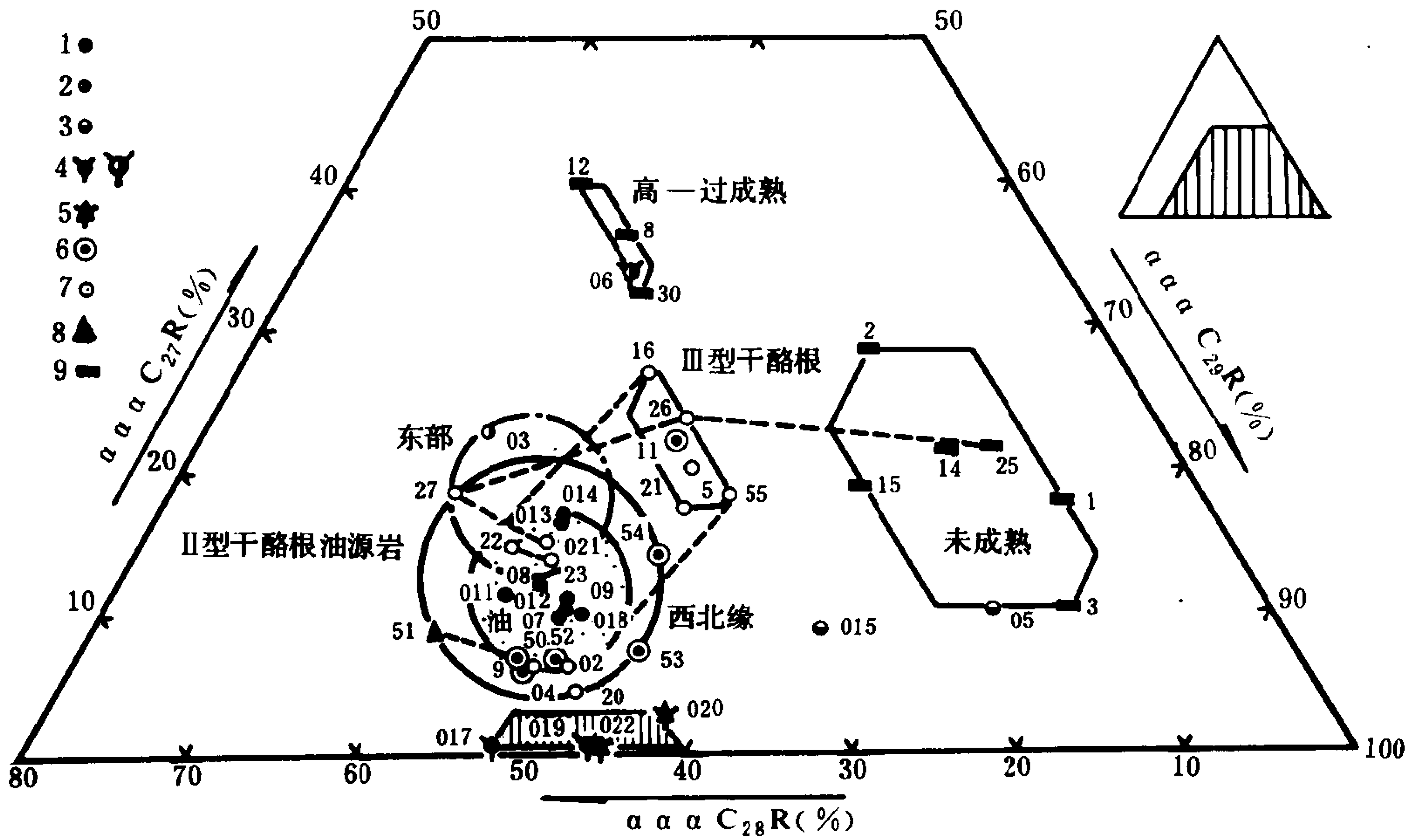


图 4–59　准噶尔盆地中 $\alpha\alpha\alpha RC_{27-29}$ 胆甾烷百分组成的油／岩对比三角图

（样品 50、51、53、54、55、引自盛国英、杨斌、蒋助生等的资料）

1—西北缘原油；2—东部原油；3—南缘西段原油；4—生物降解油；5—生物降解沥青；6—油源岩（P_{1f}）；7—油源岩（P_2）；8—上二叠统油源岩干酪根，热解产物；9—非油源岩

图 4-59 相当清楚地展示了油、岩的亲缘关系。克拉玛依原油集中分布在以 $C_{27}=11\%$、$C_{28}=43\%$ 为圆心，以 5.5% 为半径的一个圆圈内，落在其中及其临近的岩样点群，一般可以判别为其源岩，或者是与克拉玛依原油有着某些直接的或间接的成因联系。由图可见，油源岩分布的范围稍大，是以 $C_{27}=12.5\%$、$C_{28}=42\%$ 为圆心，8% 为半径的。两圆叠合半径之差不超过 4%。

从图中可见，东部有可比性的油、岩点群大部分叠合在西北缘点群分布面积的上方，位于以 $C_{27}=18.5\%$、$C_{28}=40\%$ 为圆心，以 5% 为半径的圆圈内。这表明东部与西北缘的油源岩之间既有共性又有区别，与上述指纹分析结果是一致的。

图中紧靠上述油、岩亲缘圈的右上方、偏向 C_{29} 的方向还有一个点群存在，其 $C_{27}:C_{28}:C_{29}=2:3:5$。这可能代表着由Ⅲ型干酪根组成的次要油源岩。

此外，在图的最下方有一个中度和严重生物降解油分布区，而南缘的中生界原油和其余的岩样远离上述油、岩亲缘圈，已经看不出与克拉玛依原油或东部原油有什么成因联系了。

值得阐明的还有以下几点：

第一、组成油、岩亲缘圈的那些岩样点，均属于风成城组和上二叠统，说明克拉玛依油田和东部石油的油源岩确属上古生界，并且，其干酪根类型属Ⅰ型或Ⅱ型。右上方作为次要油岩源的点群，其干酪根属Ⅲ型。尽管风成城组和上二叠统暗色泥岩中腐殖型干酪根占相当大的比例，提供了一定数量的石油，但作为主力油源岩的干酪根类型仍然是腐泥型（Ⅰ）和中间型（Ⅱ）的。正是这些优质的源岩决定了准噶尔盆地克拉玛依石油和东部石油中生物标记化合物组成和指纹的基本特征。

第二、图中盆地南缘妖魔山和三工河油页岩、鱼化石的样品点（编号 22、20、23），落在克拉玛依油样的点群之中。这是一个极为重要的线索，它为艾参 1 井以南的玛纳斯湖坳陷中存在着类似的上二叠统优质油源岩的推断提供了可贵的证据。

第三、我们曾在三工河上二叠统沥青质泥岩中采集到一种原生沥青。当敲击这种泥岩，即见沥青物质沿新鲜的裂缝渗出。经色质分析后惊奇地发现，这种原生沥青不仅与风成城沥青脉在生物降解程度上比较接近（正、异构烷烃已经损失，而甾、萜类保存尚好），而且两者在生物标记化合物，特别是规则甾烷（5α，14α，17α 甾烷）的组成特征上也基本相同，可比性良好，只不过三工河原生沥青的成熟度稍低，并且没有运移的影响（指异胆甾烷较少）。这表征着艾参 1 井以南的玛纳斯湖坳陷中，有相当于盆地南缘上二叠统芦草沟组油源岩段的存在。艾参 1 井深部已经钻过该时代的主力油源层（图 4-59，点 54）和次要的油源岩（图 4-59，点 55）就是一个有力的佐证。

第四、准噶尔盆地含Ⅰ、Ⅱ型干酪根的主力油源岩的拐状指纹的产生，有其地质历史和沉积环境上的原因。从地质历史上看，石炭、二叠纪是陆生植物（真蕨类）首次大量繁盛的成煤时代。这种生态环境必然造成了不仅陆生植物富含 C_{28} 和 C_{29} 甾醇，而且在沉积水体中的游离甾醇也是以 C_{28} 和 C_{29} 为特征的，从而决定了当时水体中的浮游动植物的贫 C_{27} 甾醇的性质。现代浮游生物中甾醇类的调查表明，总的看来它们富含 C_{27} 胆甾醇，但也发现有些硅藻只含 C_{28} 菜子甾醇，褐藻主要含 C_{29} 岩藻甾醇（fueosterol）。在著名的马尾藻海水体中的游离甾醇则以 C_{29} 为主。细菌中的甾醇分布通常与高等植物相似。我们认为，石炭-二叠纪的沉积环境和生态环境与中、新生代有很大差异，它经历了一个从泻湖相（C_3—P_1）、近海湖相（P_2）到内陆湖相（中、新生代）的发展过程。在上古生代的后半期，陆生植物以含

C_{29} 甾醇为主，而藻类等浮游生物则以含 C_{28} 和 C_{29} 甾醇为主。这些生物分别构成了Ⅲ型和Ⅰ−Ⅱ型干酪根的母质。

（四）生油母质和原油的稳定碳同位素

油源岩有机质和原油的稳定碳同位素组成，在油／岩对比中也是一个较为重要的参数。

盆地原油样品的稳定碳同位素分析结果表明，西北缘的原油尽管产层各异，但碳同位素组成却非常相近，$\delta^{13}C$ 几乎都在−29.9～−29.0‰之间，平均值为−29.36‰。即使饱和烃损失殆尽的风成城组沥青脉，$\delta^{13}C$ 也仅达−28.34‰，只比平均值高 1‰。原油碳同位素组成的相似性，极好地反映了其同源性和母源物质基本相同的性质；而其接近−30‰的低值，正是陆相原油的显著特征，其母源物质可能主要为湖生生物和陆源高等植物中的类脂化合物。

盆地东部和南缘原油的碳同位素与西北缘的有所不同。南缘西段产于侏罗系的原油，其碳同位素值比西缘的略高，在−29.15～−27.42‰之间，显示了其油源与西北缘的不同；盆地东南部与上二叠统油源岩有关的油样和沥青样品，其 $\delta^{13}C$ 值却比西北缘还低，均低于−30‰，火南 1 井平地泉组中的油更低，为−32.6‰，显示了其油源与西北缘原油的不同，油源母质更好。

在盆地中与上古生界油源岩有关原油的一个重要特点，是具有异常低的碳同位素值（明显低于我国东部的陆相原油）。它表明：①成油母质的类型良好，这是因为原油的碳同位素低值，相当于Ⅰ、Ⅱ型干酪根的低值（<−26‰）；②成油母质是在大陆的环境中沉积的，因此其原油具有陆相的特征。石炭、二叠纪是准噶尔盆地陆生高等植物极为繁盛的时代，在陆源植物的类脂的影响下，水生生物的甾醇类也以低 C_{27}、高 C_{28} 和 C_{29} 为特征，并导致油、岩中的甾烷类也以相应的碳数分布。不难理解，原油的低 $\delta^{13}C$ 值也是大陆环境在成油母质上的反映。

油源岩氯仿抽提物和干酪根的稳定同位素的分析结果见图 4−59。可以看出，氯仿沥青“A”的 $\delta^{13}C$ 值低于干酪根，而高于原油（−30‰±）。同一样品的干酪根和氯仿沥青“A”的 $\delta^{13}C$ 值的差值约为 3‰左右。25 个数据的回归方程式为：

$$\delta^{13}C（干）=3.11‰+1.007\delta^{13}C（沥）$$

这个公式有助于判别岩石中可溶有机质的原生性质。如果氯仿沥青“A”是原生的，则其 $\delta^{13}C$ 值比干酪根的要低一些，差值不超过 3.5‰。应该说明的是：

1）图中左下方有一个由东部和东南部妖魔山三工河上二叠统油源岩组成的低值区。它们与东部原油的低 $\delta^{13}C$ 值（−31.0～32.6‰）相对应，而与克拉玛依原油不同。这就证明，尽管这些标记化合物的指纹与克拉玛依原油相似，但它们毕竟不是克拉玛依原油真正的油源岩。

2）图中有一个异常区。这种异常或是由于暗色泥岩受到了运移来的次生烃类的浸染（点 4，5，8）所造成；或因其是地表样品，有机质受到地表的氧化作用和微生物的改造作用（24，28，29，43，45）；或因其成熟度较高且轻质烃排出欠佳（点 17，18）所致。

（五）结论

1.准噶尔盆地石炭系、二叠系含Ⅰ、Ⅱ型有机质的岩石及其所生成的原油，其不同碳数甾烷的丰度分布特征不同于我国中、新生界的油、岩，它们以具低 C_{27}、高 C_{28} 和 C_{29} 为特征。妖魔山和三工河上二叠统油页岩、含藻油源岩和原生沥青的甾烷特征指纹为阐明其来源和母质类型提供了确凿的证据。

2.油、岩的碳同位素组成表明，克拉玛依油田和盆地东部的原油尽管都来自二叠系，但

其各自的湖相主力油源层有所不同。

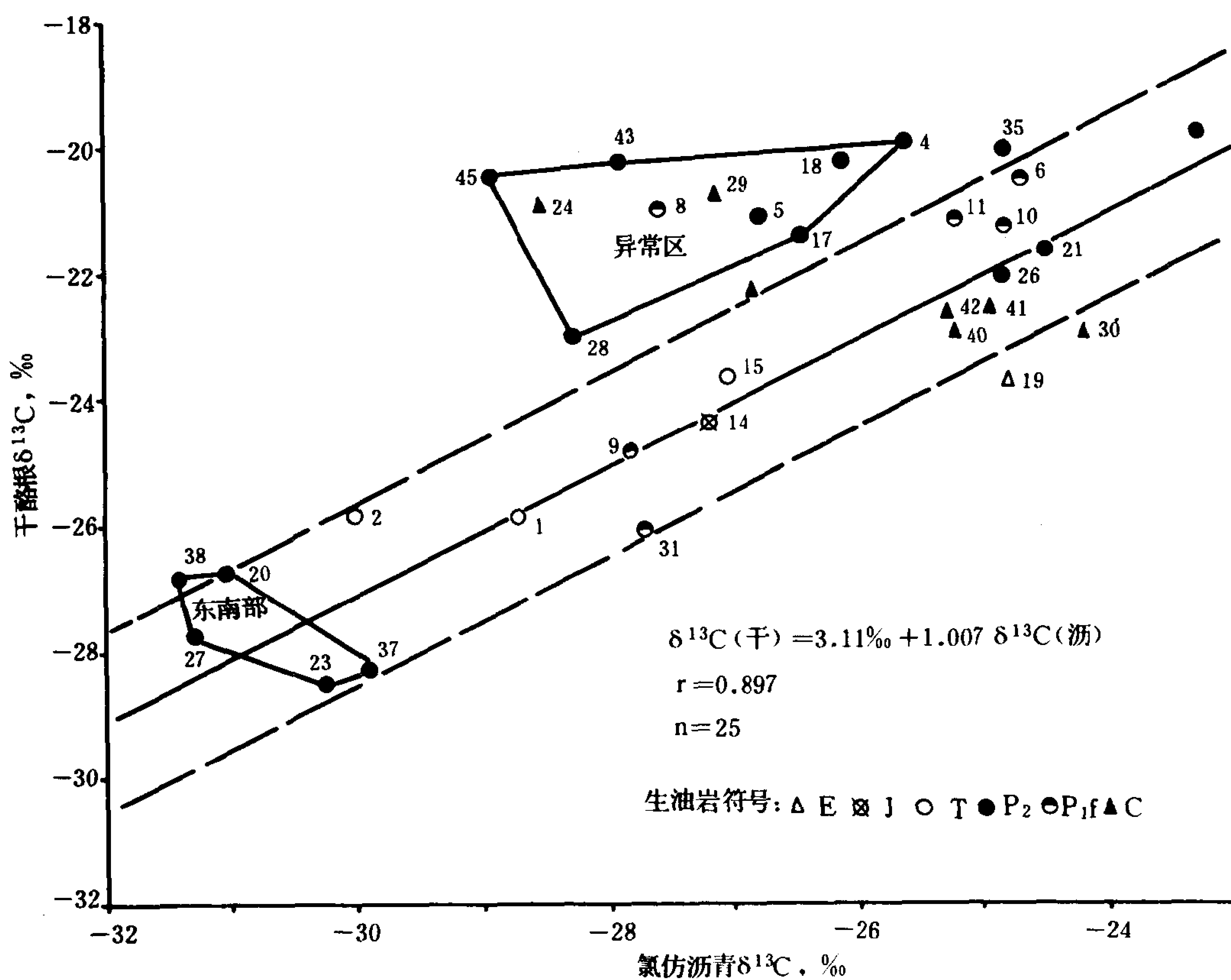


图 4-60　准噶尔盆地中干酪根和氯仿沥青"A"的 $\delta^{13}C$ 值关系图

3.通过生物标记化合物作出的油／源对比可以肯定，克拉玛依石油的源岩为二叠系，而且这套地层中含Ⅰ型和Ⅱ型干酪根的岩石才是主力油源岩层。这再次证明，优质油源区的存在是大油田形成的物质基础和先决条件。综合种类资料表明，在艾参1井以南的玛纳斯湖坳陷中，肯定有二叠系优质油源区的存在，它很可能较之风成城组在油田形成方面更具实际意义。

参 考 文 献

中国石油学会编，1981，陆相生油论文集，石油学报增刊。

中国石油学会石油地质委员会编，1986，有机地球化学和陆相生油（石油地质进展丛书 1），石油工业出版社。

中国含油气盆地烃源岩评价编委会，1989，中国含油气盆地烃源岩评价（油气资源评价研究丛书之 2)。石油工业出版社。

石宝珩，1981，陆相生油理论的由来和发展（Ⅰ）（Ⅱ），石油勘探与开发，第 3 期，第 14−17 页；第 4 期，第 37−43 页。

石油勘探开发科学研究院地质研究所主编，1982，中国陆相油气生成，石油工业出版社。

杨万里、李永康、高瑞祺、郭庆福，1981，松辽盆地陆相生油母质的类型与演化模式。中国科学，第 8 期，第 1000−1008 页。

杨万里、高瑞祺等，1985，松辽盆地陆相油气生成、运移和聚集，黑龙江科学技术出版社。

范璞、罗斌杰、黄汝昌等，1980，中国陆相油气的形成和运移，中国科学，第 4 期，第 56−362 页；第 6 期，第 361−368 页。

胡朝元，1982，生油区控制油气田分布−中国东部陆相盆地进行区域勘探的有效理论。石油学报，第 3 卷，第 2 期，第 9−14 页。

黄第藩、李晋超、张大江，1984，陆相有机质的演化和成烃机理，石油工业出版社。

黄第藩，1986，陆相生油研究史略。有机地球化学和陆相生油（石油地质进展丛书 1)，第 1−21 页，石油工业出版社。

黄第藩等，1987，未成熟石油及其地球化学意义，石油学报，第 8 卷，第 1 期。第 1−9 页，1987。

黄第藩等，1987，中国陆相生油理论研究的新进展。北京石油地质会议报告论文集，第 90−118 页，石油工业出版社。

黄第藩等，1989，我国第三系陆相原油的熟化序列及其重要意义。《中国含油气盆地烃源岩评价》，油气资源评价研究丛书之二，第 104−115 页。

傅家谟、史继杨，石油理论与实践（Ⅰ）（Ⅱ）—石油演化的实践模型和石油演化的实践意义，地球化学，1975，第 2 期，87−110 页；1977 年第 2 期，第 87−104 页。

曾宪章、王忠然、张振才等，1986，我国某些陆相原油和生油岩中甾烷和萜烷的地球化学，有机地球化学论文集，第 38−50 页，科学出版社。

Hunt, J.M. 1979,Petroleum Geochemistry and Geology,W.H. Freemen and Company, San Francisco.

Johms,R.B.1986, Biological markers in the sedimentary record, Amsteerdam−Oxford−New York−Tokyo.

Leythaeuser, D. Mackenzie, A. Schaefer R.G. and Bjorϕy, M. 1984, A novel approach for recognition and quantification of hydrocarbon migration effects in shale−sandstone sequences. A.A.P.G. Bull., Vol., 68,No.2,PP.196−219.

Seifert,W.K. and Moldowan, J.M. 1978, Application of steranes, terpanes and

monoaromatics to the maturation, migration and source of crude oils,Geochem. Cosmochim. Acta, 42 : 77–95.

Snowdon L.R. and Powell, T.G. 1982,Immature oil and Condensate, Modification of hydrocarbon Generation Model for terrestrial organic matter.AAPG Bull.Vol.66, pp775–788.

Tissot B.P. and Welte, D.H. 1978,1984,Petroleum formation and occurence, Spring–Verlag, Berlin Beidelberg, New York.

Tissot, B.P. 1978, Kerogen insoluble organic Matter from Sedimentary rocks.

第五章　中新生代含油气盆地油气藏与油气分布

中国陆相含油气盆地是在不同大地构造单元体制下形成的。印支运动以后，在古老地台和不同时代褶皱带基础上形成了不同类型的中新生代沉积盆地，并作为一个相对长期稳定的沉陷地带。经历了相对较为完整的构造演化史、沉积发育史和烃类成熟史，相应地不同类型盆地有自身的沉积模式、成油组合类型、成烃模式和油气圈闭模式，这些因素的有机配合，有利于不同类型陆相盆地油气藏（田）和复式油气聚集带（区）的形成。每个含油气陆相沉积凹陷都组合而成为一个独立的油气富集和聚集中心，并有自身独特的油气分布规律。总之，不论规模大小，每一个陆相盆地（坳陷或断陷）都是一个独立的沉积系统和成油单元，成为陆相盆地油气藏形成的地质基础。经历了近四十年的油气研究和勘探实践，完全充分地证实了陆相含油气盆地具有油气藏形成的十分有利的地质条件，不仅发现了数量众多的中小型油气藏（田），还发现了一批大型和特大型油气田，加深了对中新生代陆相盆地石油地质条件的认识，完善和丰富了陆相含油气盆地的成油理论，并有效地指导油气勘探实践，取得了显著效果。

第一节　陆相含油气盆地油气藏的形成

一、陆相含油气盆地油气藏（田）形成的基本要素

（一）陆相湖盆稳定水域和长期继承性沉陷是陆生生物发育和烃源岩形成的地质基础

印支运动以后，伴随陆壳不断增生，海水相继退出中国大陆，在不同的大地构造单元上形成一系列中新生代陆相湖盆。凡是长期继承性沉陷的湖盆，均具有稳定水域，十分有利于陆相有机物质堆积、保存，并向油气转化，成为陆相盆地成烃的基本单元。

一般认为，湖盆水体浅，沉积均处于近水面上下氧的波及范围进行，湖盆水介质又属淡水或半咸水，缺乏还原环境，更不可能存在强还原的硫化氢环境，有机物质难于较长期保存，易于分解，不具备良好的烃类生成的地质条件。对中国中新生代陆相盆地研究的结果，认为在地理环境上，陆相湖盆处于近海地带或内陆地区，地势低洼，为持续稳定沉陷地区，其四周又由山脉或高地环绕，成为众多河流水系的汇水区，湖盆水体开阔，水源充沛，形成较深-深水还原环境，保持了持续稳定的水体，成为陆生生物堆积和水生生物发育的有利场所。凡处于温暖湿润气候环境的近海或内陆的湖盆陆生生物十分繁盛，陆生高等植物较为发育，为湖盆提供大量高等植物的陆生有机物质，又能获得湖盆中低等生物有机物质的充分供应，可以滋生大量水生生物，并有一定分布规律。在湖盆边缘富集陆源植物残骸、孢子花粉，浅水的轮藻和腹足类等，而在湖盆中部水生生物明显增多，介形类、叶肢介等个体十分繁盛，但属种单调，地方色彩强烈，化石装饰简单，属湖盆淡水—半咸水生物群特色，藻类生物数量相当繁盛，如渤海湾盆地第三系发现有甲藻类渤海藻、蓝藻、绿藻、裸藻等。所见生物化石密集成层，在暗色泥岩中夹有鲕状灰岩、介形虫灰岩、藻灰岩和油页岩等，说明陆相湖盆中部生油岩有机物质以水生生物为主，其基本物质是蛋白质，还含有一定数量脂肪，具有高氢低氧的特点，干酪根类型以腐泥型为主，而盆地边缘陆源有机物质占绝对优势，主

要是含有高碳高氧的有机体的树干、树果、叶子、孢子花粉等，其主要成分是由木质素和纤维素组成，干酪根类型以腐殖型为主，两者之间为过渡类型干酪根，并呈环带状展布。湖盆有机质丰度也有规律地由湖盆边缘向其中部显著增加，一般情况下，在湖盆中部，藻类与陆生植物孢粉分布比例在50%以上，有时可以达90%左右，生油岩氨基酸含量可高达600～700mg／l以上，充分说明陆相湖盆营养程度十分丰富。

在高速率沉积条件下，湖盆经历了周期性非补偿高速率沉积和稳定持续补偿沉积相交替，当有机物质死亡后，早期堆积在较深—深水湖区厌氧还原环境，其后立刻被快速掩埋，免于氧化。后期湖盆持续沉陷，生油岩系深埋，在较高地温梯度和较高热流值的作用下，使有机质成熟并向油气转化。陆相湖盆有机质丰度完全与有机质母质类型和水生生物发育程度有关，凡是水生生物发育的湖盆，生油岩母质类型好，以腐泥型为主，有机质丰度高，烃类资源潜力大。凡是陆源植物发育的湖盆，生油母质类型以腐殖型为主，有机质丰度低，生成液态烃潜力小，而有利于气态烃形成。这就突破了陆相沉积仅分布在氧化带附近和以腐殖型为主的观点。

（二）陆相盆地多种成因类型的砂岩体是油气聚集的重要场所

与海相沉积盆地相对比，陆相盆地规模小，在沉积上属于河湖沉积体系，河流水系起了主导作用，一般情况下，河水与湖盆水体之间水介质密度差较小，搬运方式以等密度流为主，形成轴向射流，悬移物质快速沉降，携带能力差，风浪作用小，因而陆相沉积砂体规模小，以砂、泥岩互层为主，分选中等，杂基含量相对较高，砂岩类型以长石砂岩和混合砂岩为主，非均质性强。

每个陆相盆地自成一个独立沉积单元，具有多物源、多沉积体系、岩相带大体呈环带状展布的特点。在多条河流水系作用下，岩相带和储集岩体的分布符合湖盆水动力能量的分布格局，有一定的变化规律。一个经历完整沉积演化的湖盆沉积体系是，从湖盆边缘至湖盆中部，其岩相带分布依次为山麓洪积相、平原河流相、滨浅湖相和较深—深水湖相。在岩性上外粗内细，砂岩平均粒径由大变小，分选程度由差变好。而砂岩、砾岩成分主要受湖盆周缘母岩区控制，其成分序列与母岩区具有镜像倒置关系。

在陆相盆地中，发育了多种类型储集岩体：洪积扇、河道砂、三角洲、湖底扇、滩坝砂和生物礁等。在平面上它们沿湖盆边缘呈环带状或半环带状展布，在纵向上不同时期、不同类型砂体相互叠置，组合而成巨厚的规模较大的储集岩体。有时，在湖盆主要发育时期沿长轴方向发育主要河流水系，成为主要物源供应区，形成大型三角洲砂体，规模大，并与油气圈闭相配合，为大、中型陆相油田的形成提供重要的富集场所。

（三）陆相盆地的砂岩类型以长石砂岩和混合砂岩为主，其物性主要受沉积相带和成岩后生作用等两个因素相制约

在早成岩作用阶段，不同时代地层其埋深各异，一般情况下，中生界地层埋深小于1500m，而第三系地层埋深2700～3000m。原生粒间孔为主，储油物性好，属高中等渗透层，油气产能也高，储油物性变化主要受沉积岩相带控制，分选程度和泥质含量对其影响较大。在成岩作用阶段，随着埋藏深度的增加，由于砂岩成分中长石和岩屑颗粒支撑力小，分选和磨圆度较海相石英砂岩差，故易压紧，使原生粒间孔缩小，并发生复杂的物理化学变化，除了石英和长石次生加大、硅质胶结以外，各种自生粘土矿物沉淀较多，而长石和岩屑容易被溶蚀，产生各种复杂的次生粒间孔类型。在成岩作用各个阶段，大致发育三个次生粒间孔隙发育带。以松辽盆地中生界地层为例，在早成岩作用早期，形成第一次生孔隙发育

带，以长石粒间溶孔为主，这类次生孔隙最高达8%；在晚成岩阶段早期形成第二次生孔隙发育带，以浊沸石粒间溶孔为主，这类次生孔隙可达4%左右；在晚成岩阶段晚期形成第三次生孔隙发育带，以残余长石粒间溶孔为主。次生孔隙发育带对深部油气勘探十分有利。此外，深部古风化壳和深断裂带附近发育的缝洞型碳酸盐岩储集体，孔隙—裂缝型碎屑岩、变质岩和火山岩储集岩体也是不可忽视的储集层。

（四）储集岩体与生油岩系在平面上和纵向上交叉镶嵌接触，是陆相盆地油气初次运移和排烃的重要条件

在陆相沉积盆地中，各类储集岩体沿盆地边缘分布，并穿插和镶嵌在盆地中部的生油岩系之中，还可以伴以断层和不整合面沟通生储油岩系，增加了储集岩体聚油的有效面积，相应地形成了三种良好生储油岩配置关系：接触式，断层式和不整合式。在陆相盆地中油气生成期、排烃期和聚集期相一致，也就是生油岩烃类主要生成带、泥岩压实突变带、异常高压带和二次排水带（脱水带）均发生在中成岩作用后期阶段，相应地其埋藏深度也一致。

因此，在陆相盆地中生成的大量烃类，以层间结合水为载体，异常高压为动力，以一次运移的形式直接排入储集岩体中。在不同生储油岩组合形式中油气初次运移或排烃方式、通道和效率是不一样的。

1.接触式生储油岩组合

是一种连续分布，相互过渡的生、储油岩组合形式。一般认为，生油岩有效排烃厚度10～20m，最厚不超过40m。湖相砂岩体前缘带生储油岩呈互层状或楔形状接触，生油岩与储油岩有效接触面积大，可达50%以上，排烃效率最佳，成为最佳生储油组合形式，有利于形成多层状油气藏。

2.断层式生储油岩组合形式

当生、储油岩系接触关系伴以断层为主时，有利于较厚生油岩（生油岩厚度大于厚层砂岩）的排烃。除了生、储油岩接触面积排烃以外，生油岩内部沿层理向断层面排烃，增加有效排烃范围，生、储油岩之间断层面的接触面积愈大，排烃效率愈高，是断块圈闭和断块山圈闭排烃的主要形式。

3.不整合式生储油组合形式

储油层位于或者下伏于生、储油岩上下，并以不整合面使生、储油岩相互沟通。不整合面往往是一个风化剥蚀面，改善储集性能，成为地层不整合油藏初次运移的主要组合形式。

（五）陆相盆地中断裂构造圈闭发育，特别是非构造圈闭广泛分布，是油气富集的有利条件

陆相含油气盆地均是在新、老克拉通背景上发育起来的各类盆地，一般都经历了断陷和坳陷等两个发育阶段，基底断裂发育，断裂活动对构造变形起明显作用。在东部裂谷盆地，一般大型背斜构造不发育，而在断裂活动的二次应力作用下，形成大量同沉积断裂构造，均为同生或早生构造圈闭，如逆牵引背斜、披覆背斜和底辟拱升背斜构造等。规模不大，具继承性发育的特点，这些油气圈闭油气充满程度高，成为油气富集的主要构造圈闭类型。在挤压应力发育的盆地，特别是西部山间盆地中广泛分布不同时期多种成因类型的构造，规模较大，具有深浅层构造不符合现象。在盆地内部的深层构造，一般属同沉积构造，是一种古隆起背景上发育起来的披覆背斜，均属早期形成古构造，新构造运动影响较小，少数又受后期挤压应力改造而复杂化，为含油气有效圈闭。盆地边缘构造或者表层构造均是一种挤压背斜或扭动背斜，断裂活动较为强烈，其构造褶皱强度和断裂切割程度一般由盆地边缘向中部渐

趋减弱，构造规模和形成时期也有一定的演变规律。凡是与油气生成期和排烃期相匹配的古构造或者同期构造均有利于油气富集，而晚期构造含油性较差。

陆相盆地中构造层之间和构造层内部地层不整合广为发育，地层超覆和退覆现象十分频繁，以及岩性、岩相变化大，成岩作用影响较大，成为非构造圈闭（地层—岩性圈闭）广为分布的地质基础。在陆相盆地中地层—岩性圈闭广为分布，数量众多，岩性圈闭均是早生圈闭，油源充足，以一次运移为主，油气具原生性。地层圈闭多为后生圈闭，油气经一定距离运移与聚集或再次运移、聚集而形成油气藏。

二、油气藏类型、分布和成因

油气藏是油气聚集的一个基本的单元，赋存于单一的圈闭中，具有统一的热力、压力系统和油（气）水界面。

圈闭是捕获分散烃类，形成油气聚集的有效空间，凡是油气圈闭必须具备良好的储集空间、上覆不渗透盖层和侧面的遮挡层，才能在三维空间中聚集油气，形成油气藏。在很大程度上，圈闭成因、形态和规模往往决定油气藏类型和储量大小。国内外石油地质家对油气藏类型及其成因进行了大量研究工作，从不同的角度出发，提出上百种油气藏分类方案，大致可以概括为以下五种分类方法：①圈闭成因分类法，以美国 Levorsen，A.I.为代表，分为构造、地层和混合三大类型油气藏；②按储集层形态分类法，以苏联 Брод，И.О.为代表，分为层状、块状和透镜状等油气藏；③以圈闭形态为主、成因为辅的分类法，由苏联 Семенович，B.B.等人提出，分为油贮顶弯曲、侧向遮挡和岩性封闭等三大类型；④烃类相态分类法，分为油藏、气顶油藏、带油环气藏、气藏和凝析气藏等十大类；⑤油气产量和储量规模大小分类法，分为工业性、非工业性以及小、中、大和巨型油气藏等。在研究陆相盆地的油气藏类型划分时，首先要搞清陆相盆地的成因地质条件和特点，并从勘探实际出发。油气藏分类的基本原则应以圈闭成因、形态和遮挡条件为依据，以圈闭成因为分类标准，而以圈闭形态、遮挡条件和储集岩类型作为划分亚类和细分类的依据。将我国陆相盆地油气藏分为四大类二十一个亚类三十二个细分类。四大类型即构造型、非构造型、混合型和水动力圈闭等，每一大类型油气藏又分为若干亚类和细分类（图 5-1）。

构造型油气圈闭主要由构造运动（包括褶皱、断裂和底辟等作用）和沉积作用而形成，相应的可分为构造圈闭和断块圈闭等油气藏。这一类型油气藏易于采用常规地球物理勘探方法查明，也是盆地勘探早期的找油对象。非构造型油气圈闭主要是由沉积、地层不整合、削蚀作用和地层超覆等因素形成的，其形成的基本要素可归纳为三条线和三个面，三条线就是岩性尖灭线、地层超覆线和构造等高线，储集岩体的三个面是地层不整合面、顶底板面和断层面，这六种基本要素分别有机配合，相应形成岩性型和地层型油气藏。混合型圈闭油气藏是由褶皱、断裂、沉积、地层超覆和不整合等多种因素相配合而形成的，分布较为广泛，是陆相含油气盆地中较为常见的油气藏类型。而水动力圈闭油气藏实为一种特殊类型油气藏，较为少见。现将不同类型油气藏的成因和分布特点分述如下：

（一）背斜构造圈闭油气藏

是指背斜圈闭中的油气聚集，其数量众多，储量和产量的比例大，成为我国重要的油气藏类型。在侧向挤压力和同生沉积作用下，可以形成多种成因类型的构造圈闭油气藏，相应地可分为挤压背斜、逆牵引背斜、披覆背斜和底辟拱升背斜等四亚类。这类油气藏的共同特点是：①背斜圈闭形态和闭合高度控制油气分布；②油气藏内部流体聚集按重力分异进行；

大类	类型（成因分类）	亚类（成因分类）	细分类（储层遮挡条件）	油气藏主要特点	模式图
构造油气藏	背斜构造油藏	挤压背斜（水平侧向挤压力）	完整背斜	1、背斜的闭合高度控制油气分布，2、统一的油（气）水界面 3、统一的流体压力系统 4、层状或块状油藏，	
			逆断层复杂化背斜		
			逆掩断层复杂化背斜		
		逆牵引背斜	逆牵引背斜	1、背斜分割成若干断块但含油范围仍受背斜圈闭控制，2、油（气）水较为统一，3、以层状油藏为主、	
			逆牵引半背斜		
		披覆背斜		同上	
		底辟拱升背斜（盐岩、泥丘）		1、背斜切割成若干断块，含油范围仍受背斜圈闭控制，2、断块含油高度受侧向封堵条件控制，3、不同断块油水界面不同	
	断块油藏	断鼻构造油藏		1、油气受断鼻闭合高度和断层遮挡条件控制 2、断鼻内部统一油水界面 3、以层状油藏为主	
		断块油藏	正断层遮挡油藏	1、断块含油高度受断层侧向封堵条件控制 2、断块内部油（气）水界面统一 3、以层状油藏为主	
			逆断层遮挡油藏		
			逆掩断层遮挡油藏		
		多断层组合的断块油藏		同上	

图 5–1　陆相盆地油气藏类型图（1）

大类	类型（成因分类）	业类（成因分类）	细分类（储层遮挡条件）	油气藏主要特点	模式图
非构造油气藏	岩性油藏	储集层上倾尖灭油藏	砂岩上倾尖灭油藏	1、油气受岩性侧向遮挡条件控制。 2、含油范围与岩性尖灭线与构造等高线相交切的闭合面积有关 3、以层状油藏为主。	
			碳酸盐岩上倾尖灭油藏		
		古河道砂岩油藏		1、油气分布受岩性变化带与河道岸边遮挡层有关。 2、"下生上储"成油组合。 3、以层状油藏为主。	
		透镜状岩性油藏		1、油气受砂体四周不渗透层控制自成独立油气水系统，有时具底水。 2、油质轻，压力高。	
		裂隙层间缝油藏		1、油气受泥岩、碳酸盐岩裂隙、层间缝控制 2、油气分布不均匀。 3、油藏形态不规则	
		生物礁块油藏		1、油气分布受生物礁周缘不渗透层控制 2、有统一的油(气)水界面。 3、以块状油藏为主、	
		储集层物性封闭油藏		1、油气分布受物性变化带控制 2、油藏形态不规则 3、以块状油藏为主。	
	地层油藏	地层超覆油藏		1、油气分布受地层超覆面和底板不渗透层控制 2、含油范围、受地层超覆线与构造等高线交切的闭合面积控制 3、以层状油藏为主。	
		不整合油藏	地层不整合油藏。	1、油气分布受不整合面非渗透层或沥青稠油封堵层控制 2、含油范围受地层超覆不整合线与构造等高线、相交的闭合面积控制 3、以层状油藏为主	
			沥青稠油封闭油藏。		

图 5—1 陆相盆地油气藏类型图（2）

大类	类型（成因分类）	亚类（成因分类）	细分类（储层遮挡条件）	油气藏主要特点	模式图
非构造油气藏	地层油藏	地层不整合“基岩”油藏（古潜山油藏）	碳酸盐岩古潜山油藏	1、油气分布受不整合面以上不渗透层和断层侧向封堵条件控制 2、“新生古储”成油组合， 3、有统一的油(气)水系统 部分 油气受裂缝发育带控制 4、以块状油藏为主，部分为层状油藏。	
			花岗岩古潜山油藏		
			变质岩古潜山油藏		
			喷发岩古潜山油藏		
			碎屑岩古潜山油藏		
混合油气藏		构造—岩性油藏。		1、油气分布受构造和岩性两个因素控制 2、有统一油（气）水界面。 3、以层状油藏为主。	
		断层—岩性油藏		1、油气分布受断层遮挡和岩性封闭两个因素控制 2、以层状油藏为主。	
		地层—断层油藏		1、油气分布受地层不整合和断层遮挡两个因素控制 2、以层状油藏为主。	
		地层—岩性油藏		1、油气分布受地层超覆不整合面和岩性封闭二个因素控制 2、块状或层状油藏。	
水动力圈闭油藏				1、油气分布受水流压力和油气浮力控制 2、油水界面倾斜。	

图 5-1 陆相盆地油气藏类型图（3）

③有统一的油气水系统，既有统一的油（气）水界面，又有统一的压力系统和统一的热流系统；④以层状油气藏为主，部分为块状油气藏。

1.挤压背斜油气藏

在侧向挤压应力作用下,使盆地沉积盖层强烈褶皱，形成挤压背斜构造，常被断层复杂化。其形态呈狭长带状、箱状或穹窿状，两翼不对称，倾角较陡，闭合高度大，上下构造常常不符合，高点有偏移，构造走向与盆地边缘褶皱平行，并成带成排分布，常伴有逆冲断裂。我国西部和中部盆地中的背斜构造油气藏都属这种类型，如鄂尔多斯盆地摆宴井油藏，柴达木盆地尕斯库勒油藏，酒西盆地老君庙油藏（图 5-2），塔里木盆地柯克亚凝析油气藏等。此外东部地区挤压背斜构造较为平缓，以长垣型构造和穹窿背斜为主,如松辽盆地英台油田。

挤压背斜油气藏的形成和分布特点：①背斜圈闭形态完整，闭合高度大，油气充满程度高；②背斜圈闭形成期应早于或者与油气生成期和油气运移期同期，才有利于油气富集；③背斜油气藏的规模和富集程度与油气源的丰富程度、圈闭本身规模大小与有利岩相带配置关系以及油气运移规模和距离有关，单位面积油气丰度一般为 $2.0\times10^6t/km^2$，最大的为 $4.6\times10^6t/km^2$；④在不同类型盆地中有些背斜油气藏分布在中部，如松辽盆地大庆油田；有些分布在盆地边缘，如柴达木盆地尕斯库勒等油田。

2.披覆背斜油气藏

在盆地或断陷的古隆起（断块体的翘倾部位）之上，在上覆地层的成岩过程中，由于差异压实的结果，形成披覆背斜圈闭。其形态呈穹窿状，顶平翼稍陡，幅度下大上小。背斜形成时期有一定次序，盆地中部的披覆背斜形成早，而边缘的披覆背斜形成较晚。一般都位于盆地中部或沿边缘隆起呈弧形分布。披覆背斜油气藏的成因和分布特点：①紧邻或位于生油凹陷之中，生油岩层披覆或超覆在背斜之上，生储组合关系好。披覆背斜一般为继承性构造，是油气运移和聚集的有利场所；②储集层发育程度与背斜所处位置和形成时间有重要关系，盆地内部的披覆背斜，储集层时代较老、埋藏深度较大，砂岩的成岩后生作用相对较强烈，储油条件相对较差；盆地边缘的披覆背斜，储集层时代较年轻，埋藏深度浅，成岩后生作用较小，储油物性好，原生孔隙发育，渗透性较高；③按成因，披覆背斜油气藏可分为二种类型：a.原生型披覆背斜油气藏，圈闭位于生油凹陷之中，圈闭与生储盖组合同步形成，而圈闭形成时期一般早于油气生成期，油气以一次的近距离运移为主，并直接从生油层向储集层运移，形成油质较好的原生性油气藏，如东营凹陷平方王油田；b.次生型披覆背斜油气藏，圈闭位于盆地边缘隆起的周缘，距生油凹陷较远，以“下生上储”成油组合为主，圈闭形成期与油气大规模形成期一致，油气运移通道以不整合面和断裂为主，经水平或垂向运移形成次生油气藏，具油重气轻的特征，如渤海湾盆地羊三木、孤东和埕北等上第三系油田；④油气分布完全受构造及其闭合高度控制，有统一的油（气）水界面，油气富集程度较高，在 $3.0\times10^6t/km^2$ 以上；⑤披覆背斜油气藏的分布有一定规律性，以渤海湾盆地为例，在断陷中部发育下第三系渐新一始新统披覆背斜油气藏，在断陷斜坡带为渐新统上部披覆背斜油气藏，而断陷边缘或凸起周缘为上第三系披覆背斜油气藏（图 5-3）。

3.逆牵引背斜油气藏

在断陷盆地斜坡带的主要断裂带下降盘，在断块活动和重力滑动作用下，堆积的砂、泥岩地层（其比例 1：3 左右）沿断层面下滑，产生次一级的水平挤压力，使塑性地层产生逆倾斜褶曲，形成逆牵引背斜圈闭。其形态多呈宽缓不对称的短轴背斜，两轴不对称，构造幅

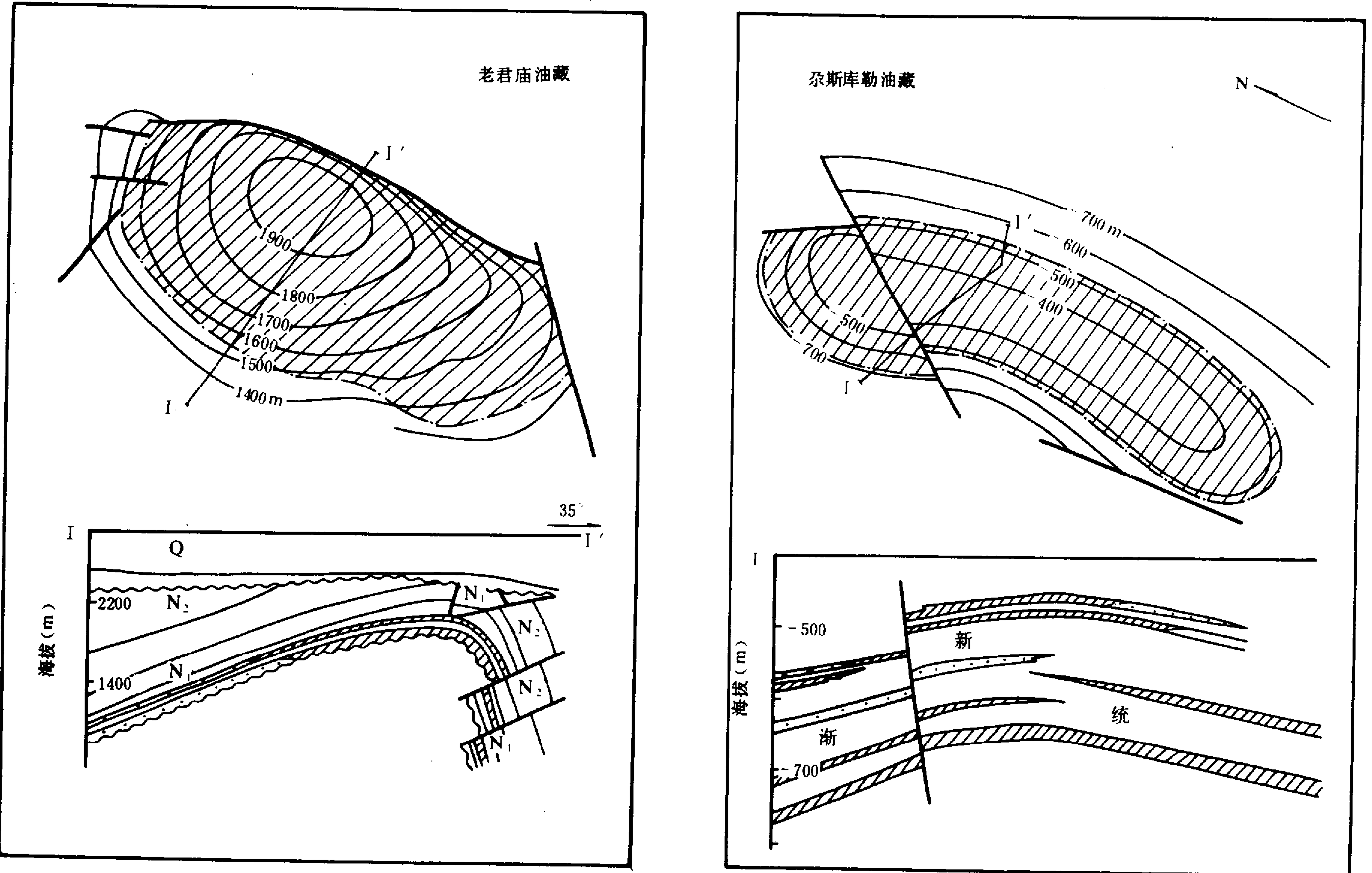
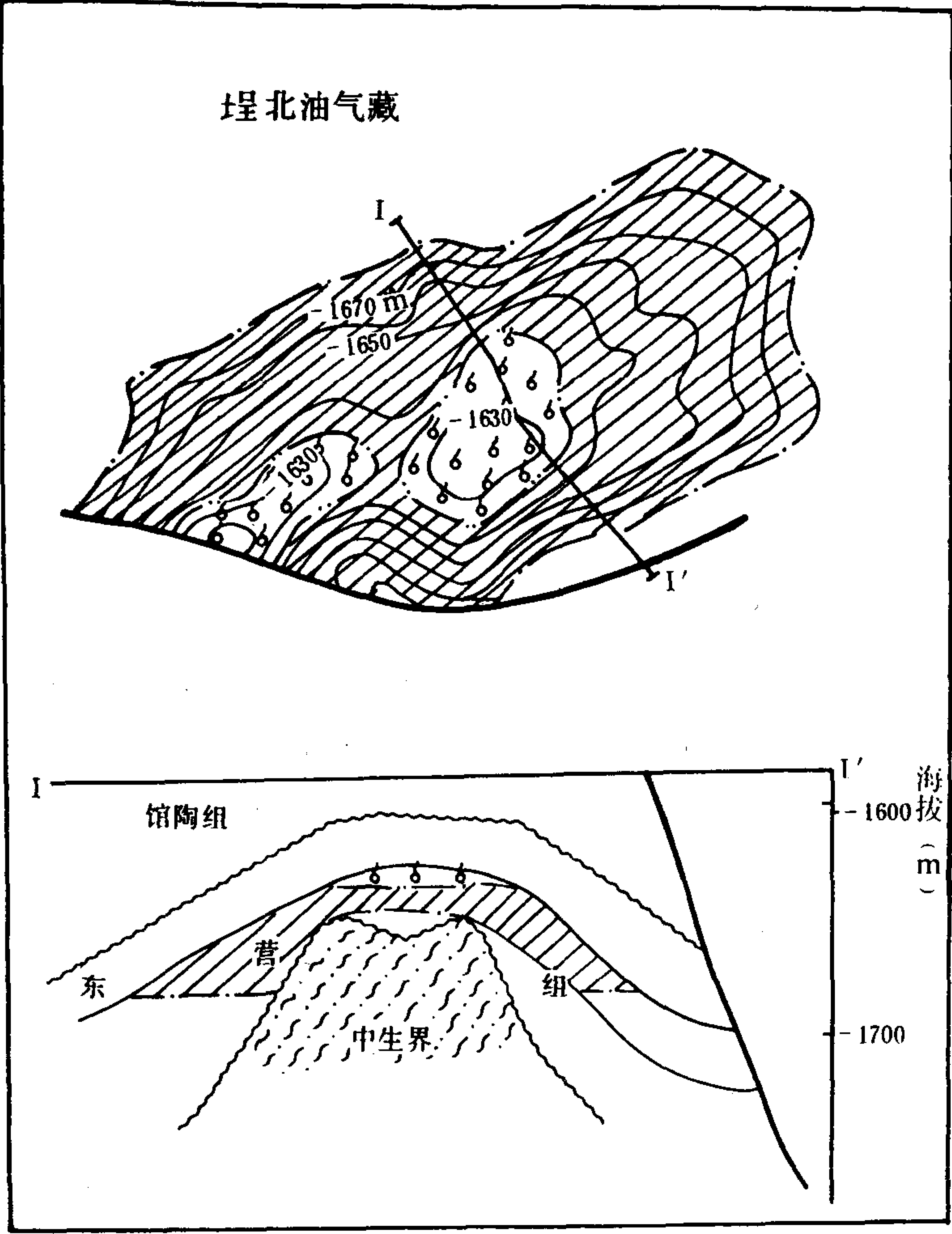


图 5-2 挤压背斜构造油气藏类型图



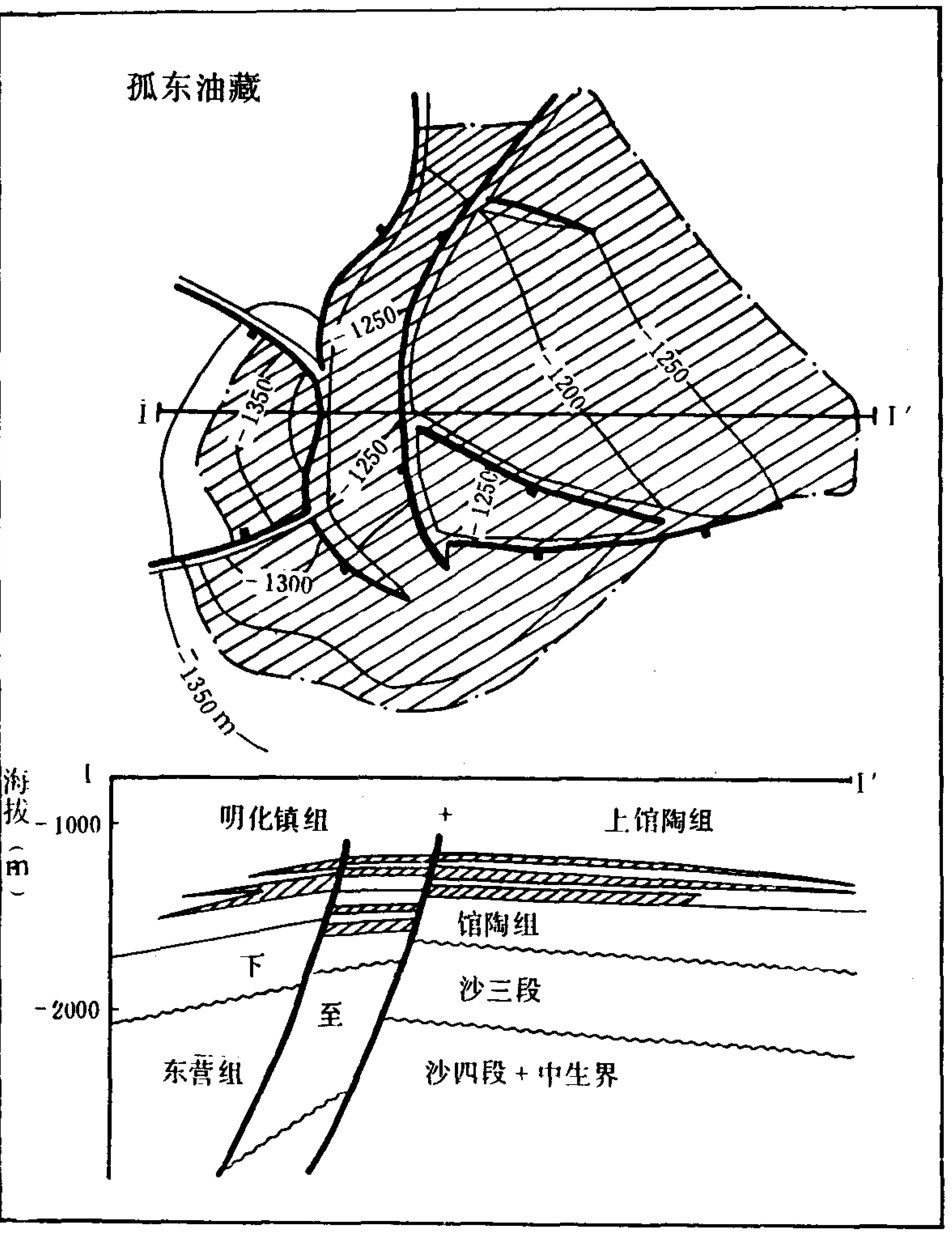


图 5-3　披覆背斜构造油气藏类型图

度中部较大，深、浅层较小，高点由浅到深向断层下倾方向偏移，构造走向与主要断裂平行，并呈串珠状成带分布，圈闭面积大小与主要断裂带的活动强度和规模密切相关，如东营凹陷胜坨—永安镇构造带、惠民凹陷临邑构造带和歧口凹陷港东构造带等。

逆牵引背斜油气藏的形成和分布特点：①紧邻生油凹陷，大型三角洲砂岩体、湖底扇砂体和河流泛滥平原砂体与生油岩体配置关系好，形成良好的“自生自储”或“下生上储”成油组合；②储油条件好，砂体厚度大，物性好，如坨庄油田，油层厚度50～180m，孔隙度一般为26～35%，渗透率2～10μm^2，最高达15～20μm^2；③逆牵引背斜属同沉积构造，其形成时期与大规模油气生成时期相一致，有利于油气聚集和富集，油气富集程度高达2.0×10^6～$5.0\times10^6 t/km^2$；④油气分布严格地受背斜圈闭大小和闭合高度控制，具有统一的油（气）水界面；⑤主要分布在断陷陡坡带的二级主断裂下降盘（坨庄和马东油田）和缓坡带靠近深凹陷的同生大断裂的下降盘（王家岗油田），部分油气藏分布在断陷边缘大断裂下降盘（白庙气田）（图5-4）。

4.底辟拱升背斜油气藏

盆地或断陷中部堆积的巨厚盐岩、石膏和泥质岩等塑性地层，在上覆层重力负荷和侧向水平压力作用下，使塑性膏岩层蠕动拱升，形成底辟拱升背斜圈闭。常呈长轴背斜形态，轴部发育对称地堑式断裂系统，顶部陷落，两翼为断层复杂化的半背斜，构造幅度上大下小，地层厚度顶厚翼薄，一般分布在盆地中部。

底辟拱升背斜油气藏的成因和分布特点：①圈闭一般都位于生油凹陷之中，盐膏岩和泥质岩发育，盖层封闭条件好，又有良好的生储盖组合条件，一般都普遍含油；②油气具有整带聚集，断块含油，不同层系叠合连片的特点。由于本区地应力低，圈闭条件好，成为油气主要聚集场所，但油气富集靠断层侧向遮挡条件控制，单个油藏类型属断块油藏；③断块之间含油贫富不均，差异较大，两翼半背斜部位含油面积较大，富集程度高，而地堑区油气关系复杂，含油面积小，富集程度低，富块单位面积油气丰度$3.7\times10^6 t/km^2$，而贫块仅$5.2\times10^5 t/km^2$，如东辛、文留和王场等油气田（图5-5）。

（二）断块油气田

是指油气在断块圈闭中的聚集，油气的分布和富集程度主要受断层遮挡条件控制。在断块和褶皱强烈活动地区常发育两组断裂系统，一组为平行于断陷或盆地边缘断裂的走向断裂，另一组是斜交断层，这两组断层相互交切，并与一定的构造背景（单斜或鼻状构造）相配合，形成二、三面受断层围限的断块圈闭。由于断层线与储集层顶面构造等高线之间相互组合形式不同，相应地可分为断鼻、断块（包括正断层、逆断层和逆掩断层等遮挡断块油气藏）和多断层组合（交叉断层，网状断层）等断块圈闭油气藏。这类油气藏形成的共同特点是：①油气的分布主要决定于断层侧向封堵程度和圈闭的闭合度，而闭合度和闭合面积主要与断距大小有关，还有断距与盖层以及储集层厚度有关；②油气富集程度与断裂活动强度和盖层组合保存完整性有关。一般在断阶带和斜坡带的高部位，地层剥蚀程度较为严重，盖层条件易受破坏，断层开启程度较高，油气富集程度低，含油层系单一，油层厚度薄。在倾没部位生储盖组合条件变好，保存条件好，油气富集程度高；③断块油气藏成群成带分布，单一断块的油气水系统简单，各断块之间油气水系统复杂，油（气）水界面变化大，流体性质也不一致；④以层状油藏为主，次为块状油气藏；⑤在断陷盆地中，在陡坡带以多断层组合的断块油藏为主，缓坡带断鼻油气藏较为发育。如北大港主断裂上升盘的滨海断块油藏和临南主断裂上升盘的盘河断块油藏，东辛油田营18断块油藏（图5-6）。

马东油藏

坨庄油藏

图 5-4　逆牵引背斜油气藏类型图

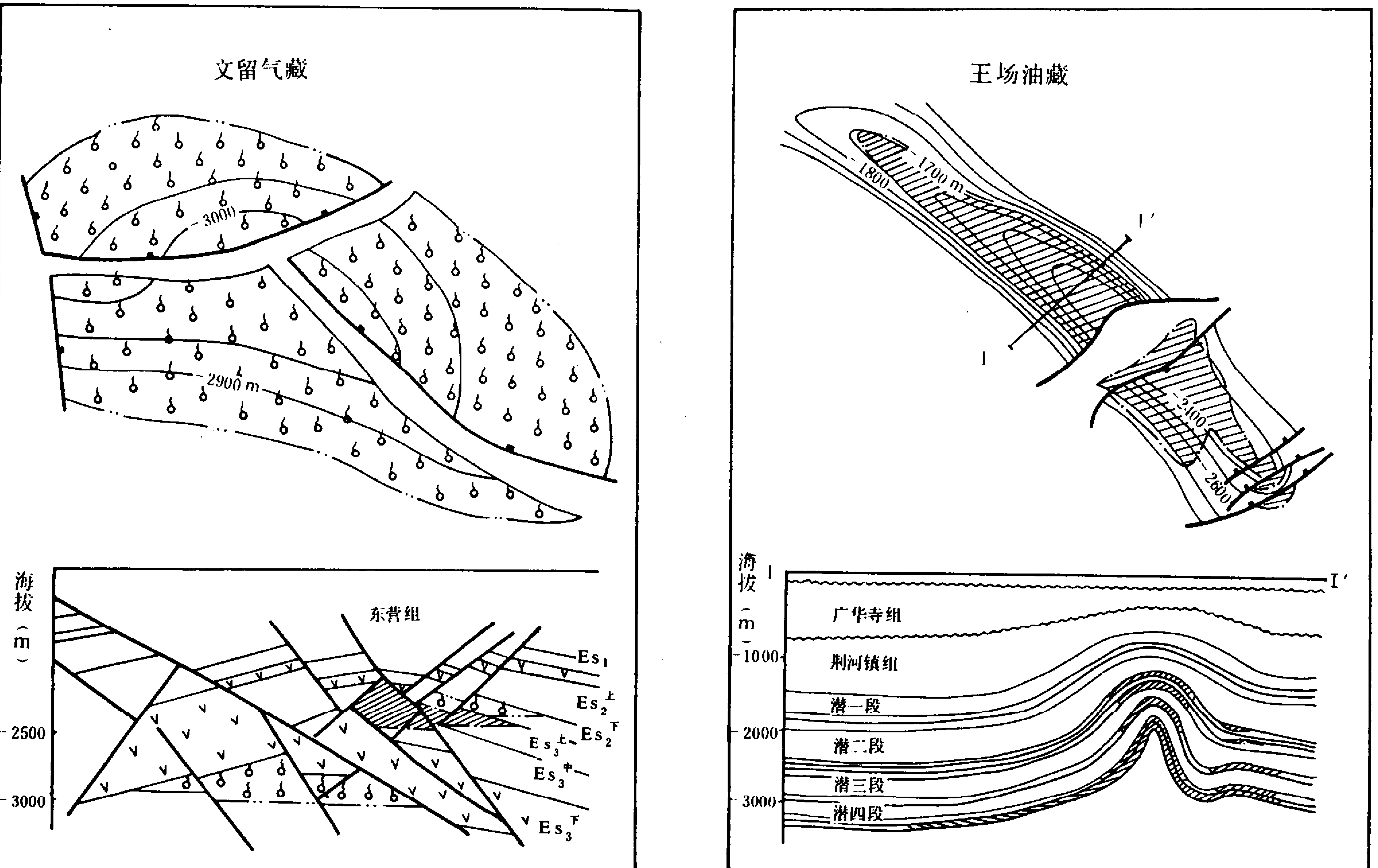
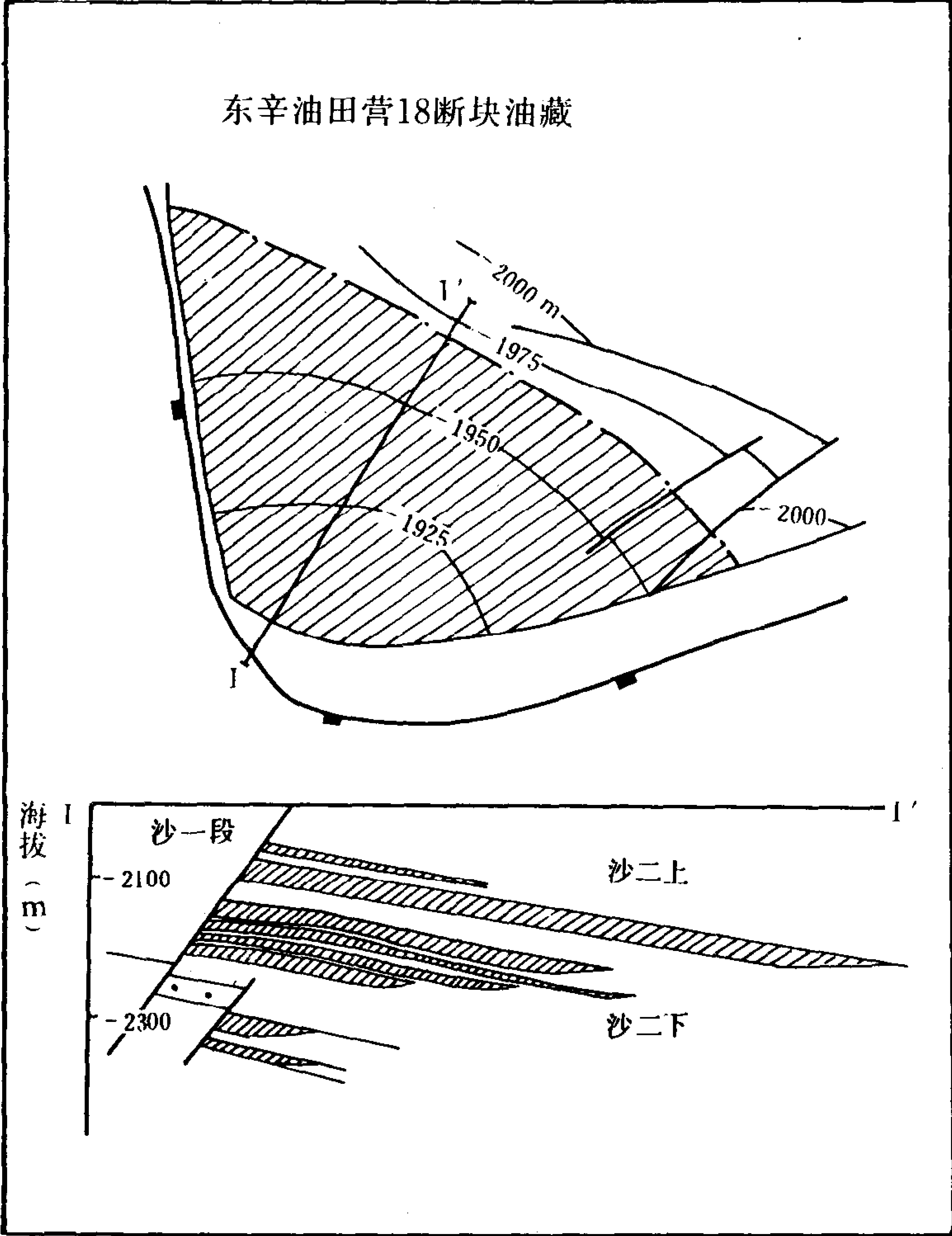


图 5-5　底辟拱升背斜油气藏类型图



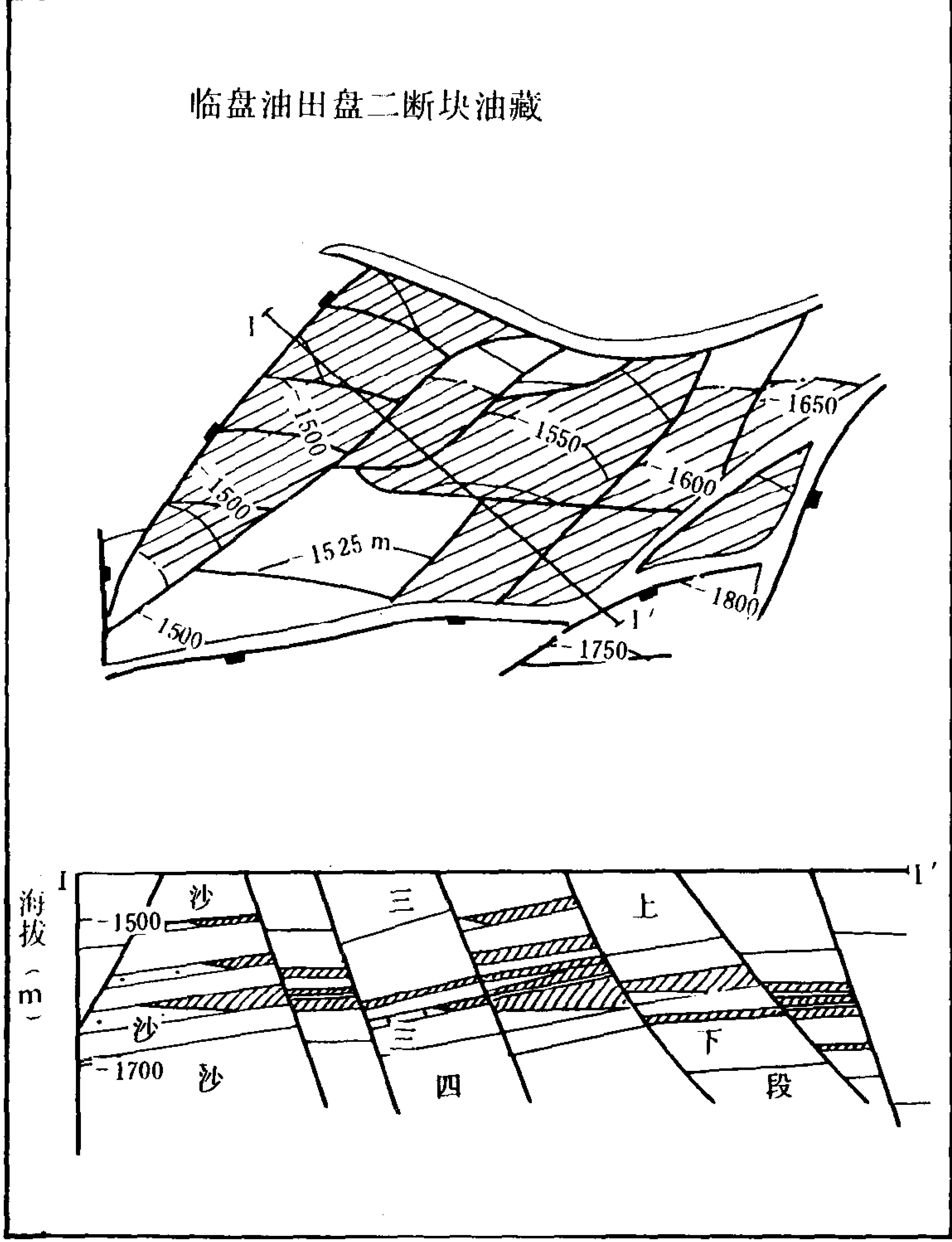


图 5-6　断块油气藏类型图

（三）岩性圈闭油气藏

在陆相沉积盆地中岩性、岩相变化频繁，储集岩体类型众多，在平面上和垂向上不同类型的储集岩体相互叠置，有利于形成多种类型岩性圈闭。由于岩性圈闭的成因和遮挡条件的差异，相应的可分为储集层（砂岩和碳酸盐岩）上倾尖灭油气藏、古河道砂岩岩性油气藏、透镜状岩性油气藏、裂隙和层间缝岩性油气藏及储集层物性封闭油气藏等六种亚类。岩性圈闭油气藏的共同特征：①岩性圈闭的储集体往往穿插和尖灭在生油岩体中，不仅有充足油源，又有良好的储盖组合条件；②岩性圈闭的遮挡条件往往与储集岩体同期形成，圈闭形成期均早于油气生成和运移期；③油源来自同期沉积的生油岩，油气一次运移直接排入储集层，油气性质与其四周围岩的成岩阶段有关。生油岩体后期产生裂缝带和溶蚀带，油气重新聚集，形成岩性裂缝封闭油气藏；④岩性油气藏的分布与河湖沉积体系和古地形有关，具有环带状分布特征。

1.砂岩上倾尖灭油气藏

在陆相湖盆中各种类型砂岩体的前缘带与大型隆起或局部构造圈闭相配合，使砂岩上倾尖灭线与构造等深线相交切，形成上倾尖灭圈闭。砂岩上倾尖灭油藏的分布和规模大小决定于砂岩体的不同部位与不同级别的构造相互配置关系。由多个韵律层组合而成的复合砂岩体与凹陷斜坡带或大型隆起带相结合，使多个砂层组上倾尖灭线与构造等深线交切，形成大中型岩性上倾尖灭油藏，具有含油面积大、含油层组多、油气富集程度高等优点，含油面积数十平方公里，单位面积油气丰度约 $3.0\times10^6 t/km^2$，如双河油田（图 5−7）、高升和濮城油田。

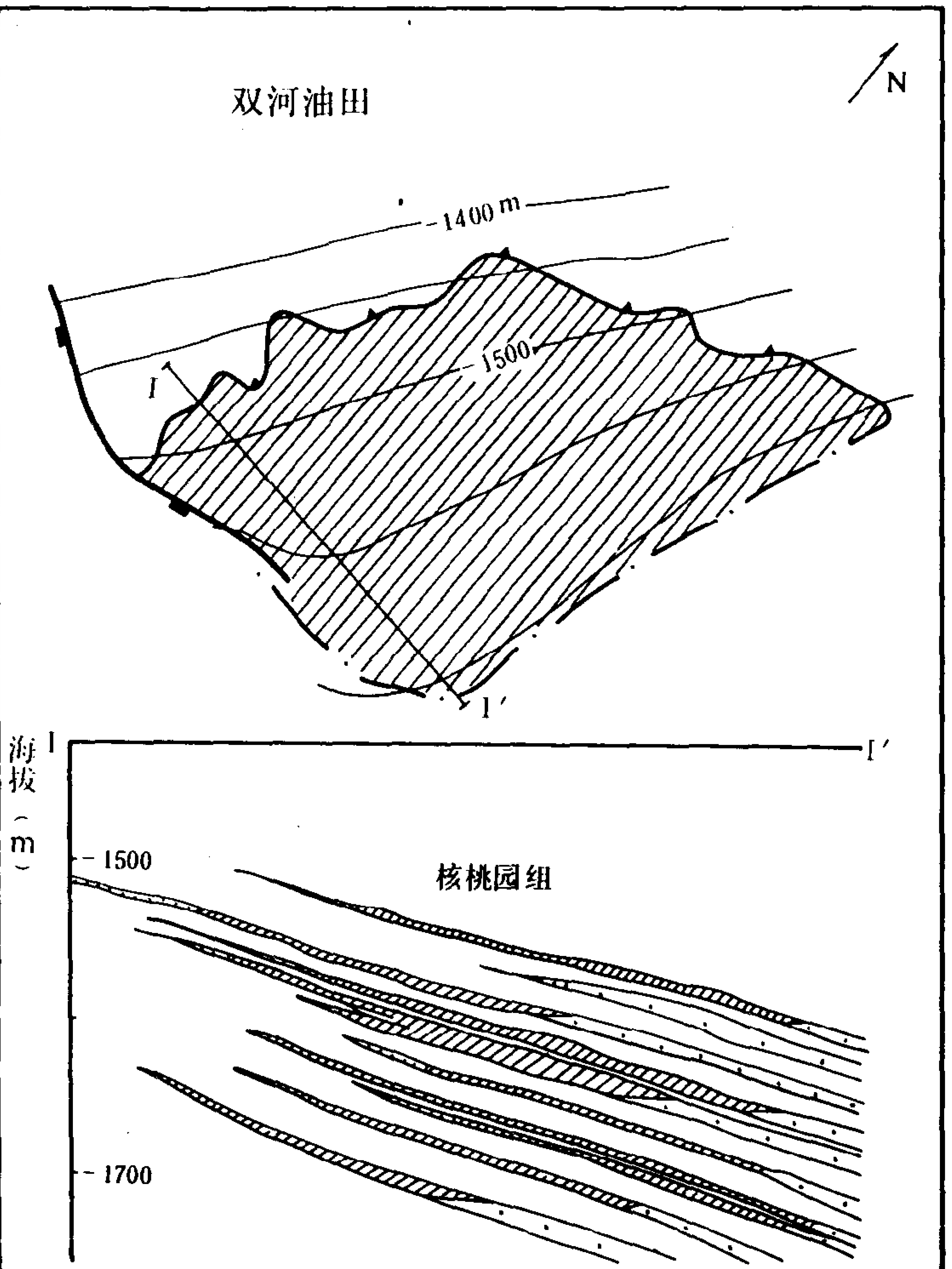
砂岩体的单一砂层组的上倾尖灭线与大型隆起或局部构造的围斜部位相配合，形成小型岩性油气藏，具有含油气面积小、油气富集程度低等特点，单位面积油气丰度仅 4.0×10^5～$7.0\times10^5 t/km^2$，如中岔口油田和乾安油田（图 5−7）。

2.古河道岩性油气藏

在湖盆沉积过程中，河流水系冲刷或切割下伏地层，形成河道或峡谷，在其中堆积砂砾岩和泥岩互层，一般属准同期沉积。河道砂岩的岩性变化带与河岸和断层遮挡条件相配合，组成古河道岩性圈闭。根据岩性圈闭所处的沉积环境及其与油源岩接触关系的不同，可分为两种成因类型：①湖盆水下河道岩性油气藏，如梁家楼古河道油气藏。岩性圈闭成因与湖盆内部的水下河道类浊流有关，油源主要来自同期生油岩系，属自生自储成油组合，其油气遮挡条件受砂体上倾方向的断层所控制；②湖沼水上河道岩性油气藏，如马岭古河道岩性油气藏。岩性圈闭成因与水上河道的边滩和心滩沉积有关，油源主要来自下伏生油岩系，属下生上储成油组合，油气分布受河岸侧向不渗透层所控制（图 5−8）。

3.透镜状岩性油气藏

在较高速率沉积条件下，在湖盆中部较深水湖相泥岩中发育断续分布的类浊积砂岩体群，还在三角洲砂体前缘地带也发育众多透镜状砂体，这类砂岩体都夹持在巨厚生油岩之中，均呈封闭状态，成为油气聚集和富集的单元，形成透镜状岩性油气藏。这类岩性油气藏已在 20 多个凹陷中发现，其埋深在 2500～2700m 以上，其中以东营凹陷六户地区高压岩性油气藏最为典型。它们的形成条件是：在第三系断陷中当巨厚泥质岩深埋达 2500～2700m 时，在上覆泥岩负荷压实、粘土矿物脱水、烃类生成和流体热膨胀效应等作用下，在此深度以下开始形成泥岩欠压实带、油气生成和排液带以及储集岩次生孔隙发育带。在泥质生油岩中生成的烃类，随着高压液流排入透镜状砂体中，并支撑砂体的岩石结构，减缓了上覆地层



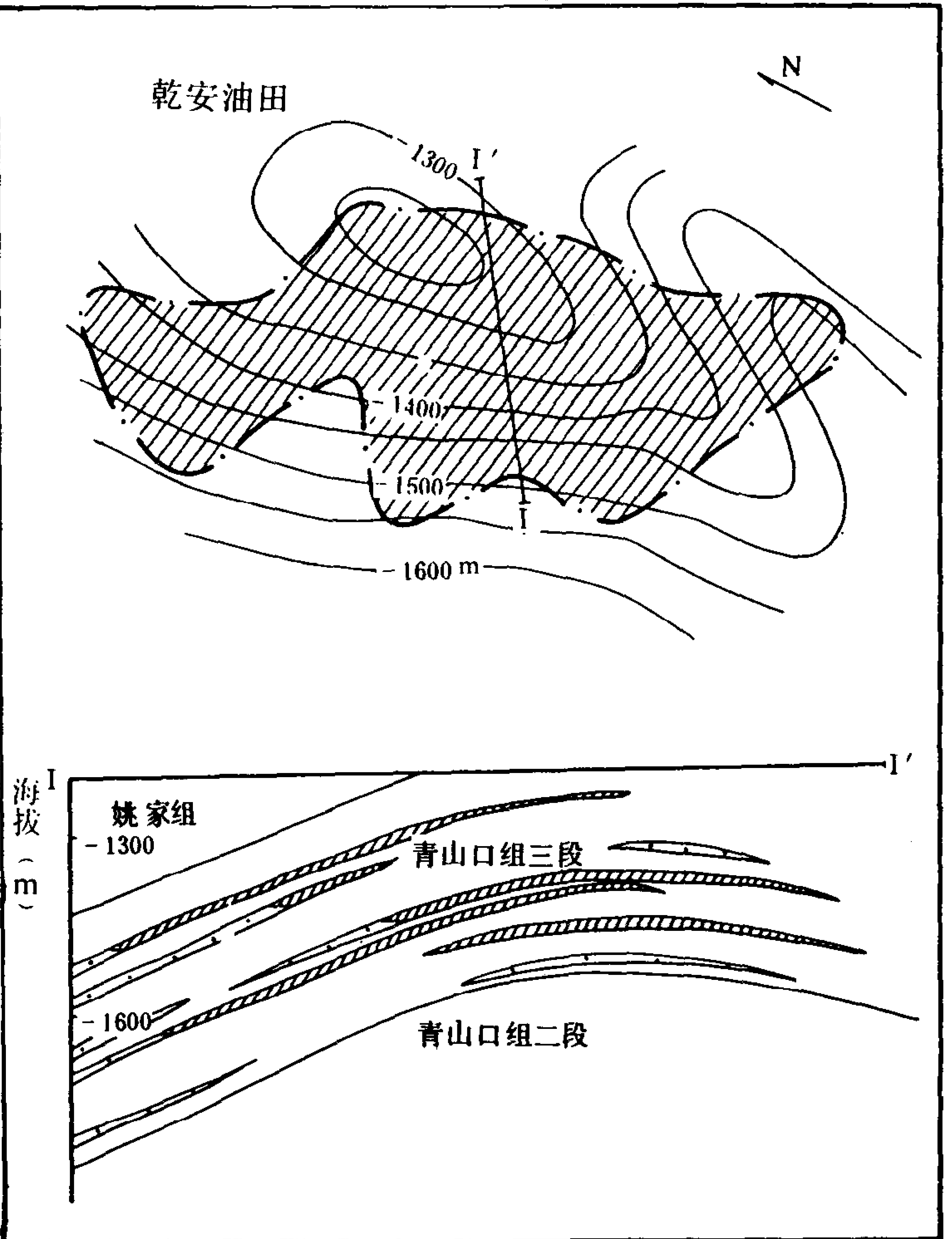


图 5-7　砂岩上倾尖灭油气藏类型图

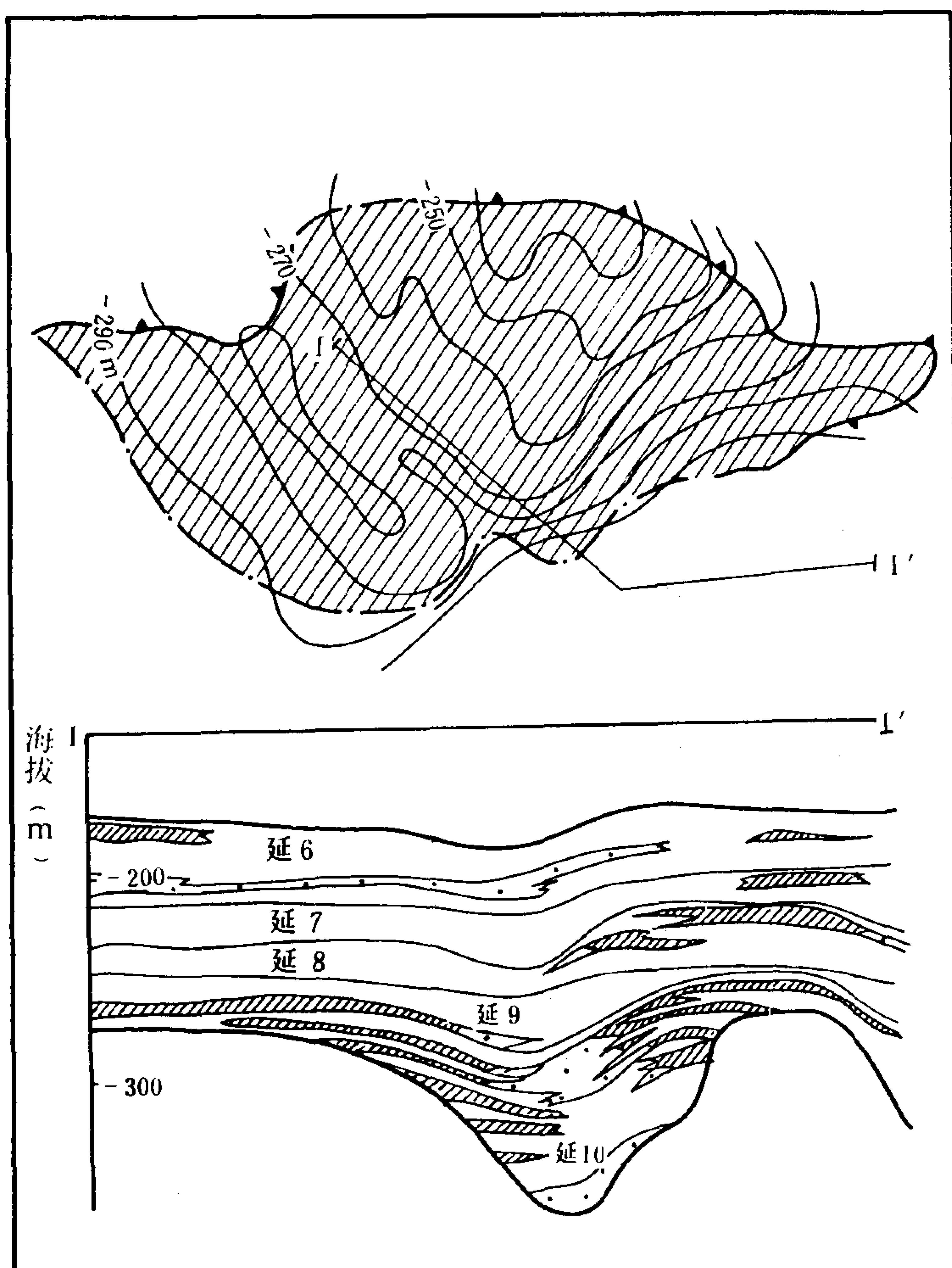


图 5—8　马岭古河道岩性油藏类型图

负荷的压实作用，使砂体具有较高的孔隙度，并形成泥岩欠压实高压岩性油气藏。这类油藏的共同特征：①均位于深水湖相暗色泥岩中，数量众多，成群成带分布；②单个油藏规模较小，油层厚度变化大，而且一般较薄，单位面积油气丰度较低，一般小于 $4.0\times10^5 t/km^2$；③原油性质较好，压力系数高；④油气水系统仍受今构造控制；⑤储油物性相对较好（图5–9）。

4.粒屑灰岩岩性油气藏

在湖盆持续稳定沉积阶段，在封闭一半封闭湖湾地区水下低隆起周缘或水上岛屿向岸一侧的浅水沉积区有利于粒屑灰岩和藻礁灰岩的堆积。在水进条件下，粒屑灰岩逐层向湖岸边部超覆，沉积压实作用可使石灰岩相变为含泥质白云岩或泥晶灰岩，形成储集性能差的岩性致密带。在古隆起背景上,石灰岩岩性致密带与构造等深线相交切，形成岩性圈闭。这类圈闭一般邻近生油凹陷，具有良好的生储盖组合，储集物性较好，油气藏规模较小，成群成带分布。酸化后效果较好，单井日产油百吨以上。此外，在南海珠江口还发现生物礁油藏，如惠州 33—1 生物礁油藏（图 5–10）。

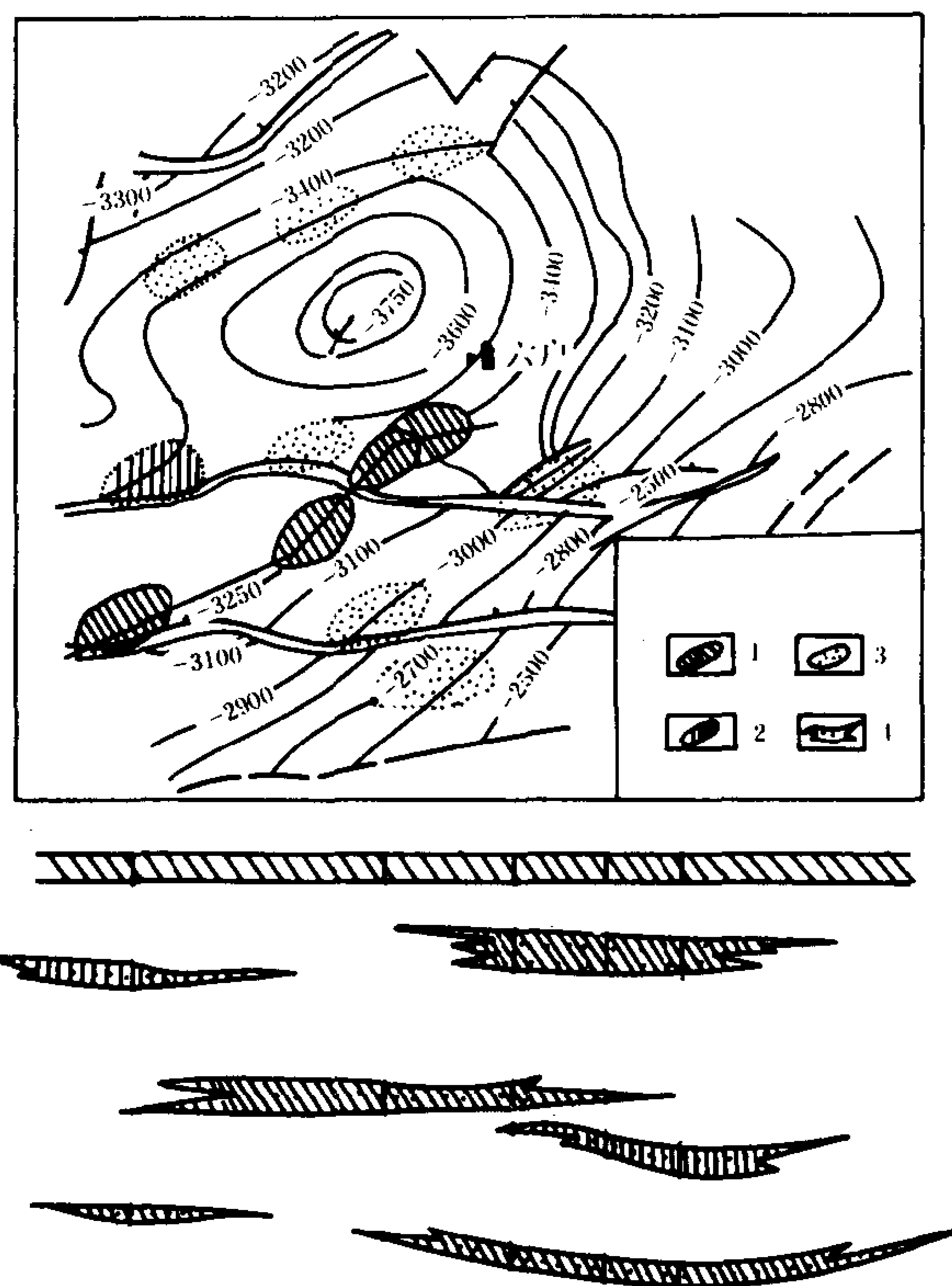


图 5-9　六户地区透镜状岩性油气藏类型图
1—高压岩性油藏；2—含油浊积砂岩；3、4—浊积砂体

5.裂隙层间缝岩性油藏

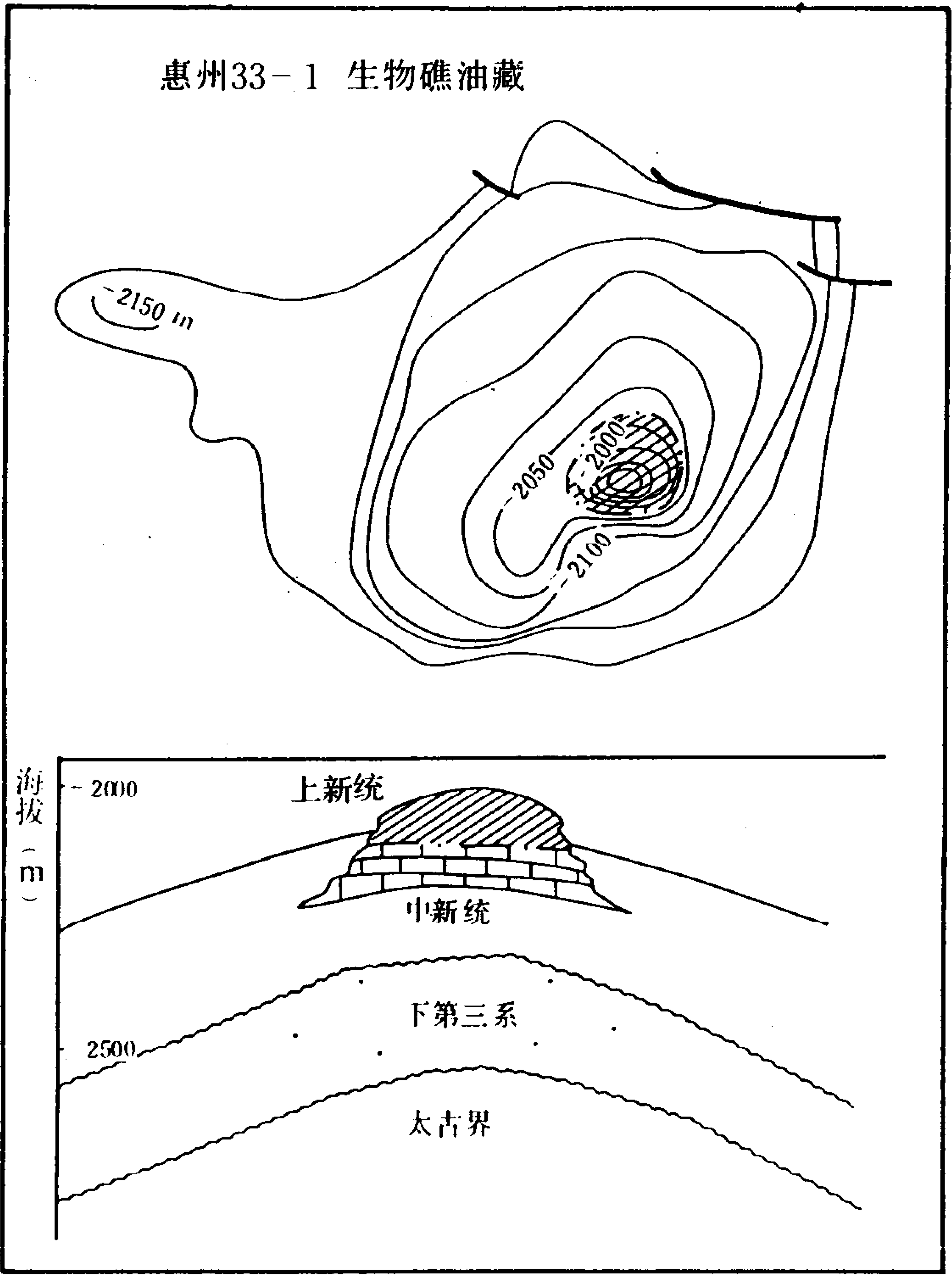
构造断裂作用和成岩后生作用都能使各种致密、性脆岩层（薄层致密白云岩、油页岩、泥岩和喷发岩层等）产生层间裂隙或局部裂缝发育区，成为储集空间和渗透通道。在一定的构造背景下，形成裂隙层间缝岩性圈闭。此类圈闭紧邻生油岩系或为其所围限，形成岩性油藏，其分布特点:①裂隙层间缝储集岩体位于或紧邻生油岩，组成自生自储成油组合，原油性质好；②致密岩层裂隙和层间缝分布不均匀，含油层段变化大，短距离即消失，含油范围分布不规则；③单井产能变化大，初产油量高，产油量不稳定；④按致密岩层类型及其裂隙、缝的成因差异，可分为泥岩裂缝油藏，如潜江凹陷泥岩裂隙油气藏；特殊岩性段（油页岩和白云岩薄互层）裂缝和层间缝油藏，如黄骅大中旺—齐家务地区；还有生油岩系中层间缝油气藏，如松辽盆地古龙地区泥岩裂缝油藏。

（四）地层圈闭油气藏

主要是构造运动、削蚀作用和超覆沉积等因素,使不整合面储集岩体被非渗透性岩层围限或遮挡,形成地层圈闭,并在其中发生油气聚集。按圈闭所处位置和遮挡条件可分为地层超覆油气藏、地层不整合“基岩”油气藏和不整合油气藏等三种亚类。

1.地层不整合“基岩”油气藏（又称为古潜山油气藏）

陆相湖盆基岩大多经过后期构造运动的改造，若湖相地层作为油源层和盖层，直接超覆不整合在古老的风化溶蚀“基岩”块断体或古地貌隆起上，即是形成古潜山油气藏的重要地质基础。这类油气藏广为分布，已在22个盆地或凹陷中发现了50多个古潜山油气藏。古潜山油气藏的成因特点:①油源主要来自上覆的年轻生油层，组成“新生古储”成油组合，原油性质具陆相成因特征；②古潜山圈闭形成的主要因素是不整合面附近的非渗透性岩层和断层遮挡条件，其次“基岩”块体内部的非渗透性岩层也起一定作用；③“基岩”块体的储集层是由碳酸盐岩、渗透性砂岩、变质岩、火成岩和火山碎屑岩等岩石组成，古岩溶作用和后期构造断裂活动对这些岩石的影响程度是不一样的。在一般情况下，碳酸盐岩块体经受生油岩系覆盖之前的古岩溶作用易形成缝洞发育连通体，储集性能最好，其次为裂缝性碳酸盐岩储集体、渗透性砂岩、变质岩、火成岩和火山碎屑岩所组成的储集岩体储集性能较差；④在断陷盆地中古潜山油气藏有一定分布规律：在断陷陡坡带分布“断块山”型古潜山油气藏，在其缓坡带为“坡上山”型古潜山油气藏，而在断陷中部主要为“凹中山”型古潜山油气藏，一般规模较大，油气富集程度高。⑤垂向分布序列是：重质油藏—油藏—凝析油藏。如辽西凹陷东胜堡和静安堡古潜山油藏（图 5-11）。



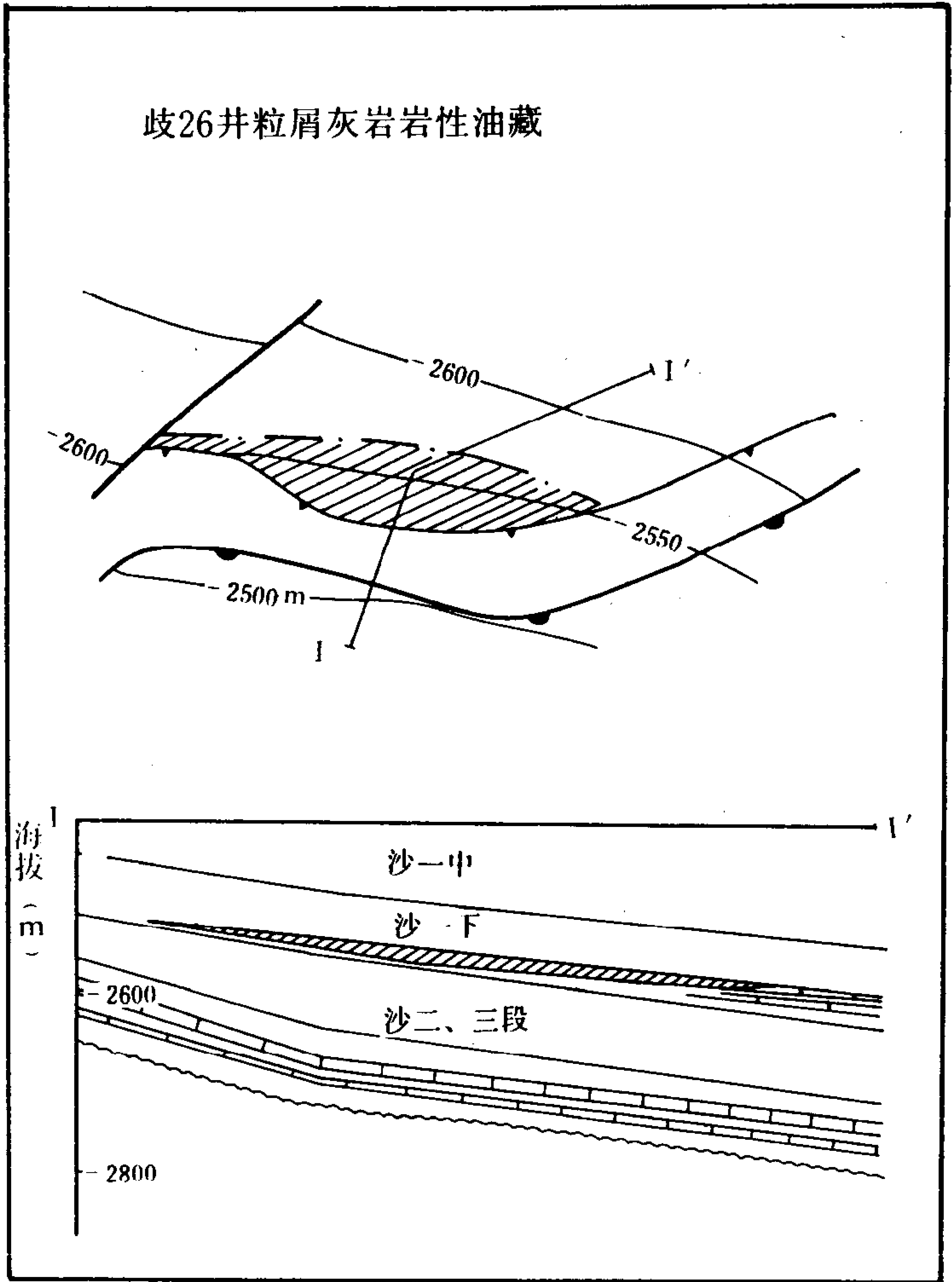
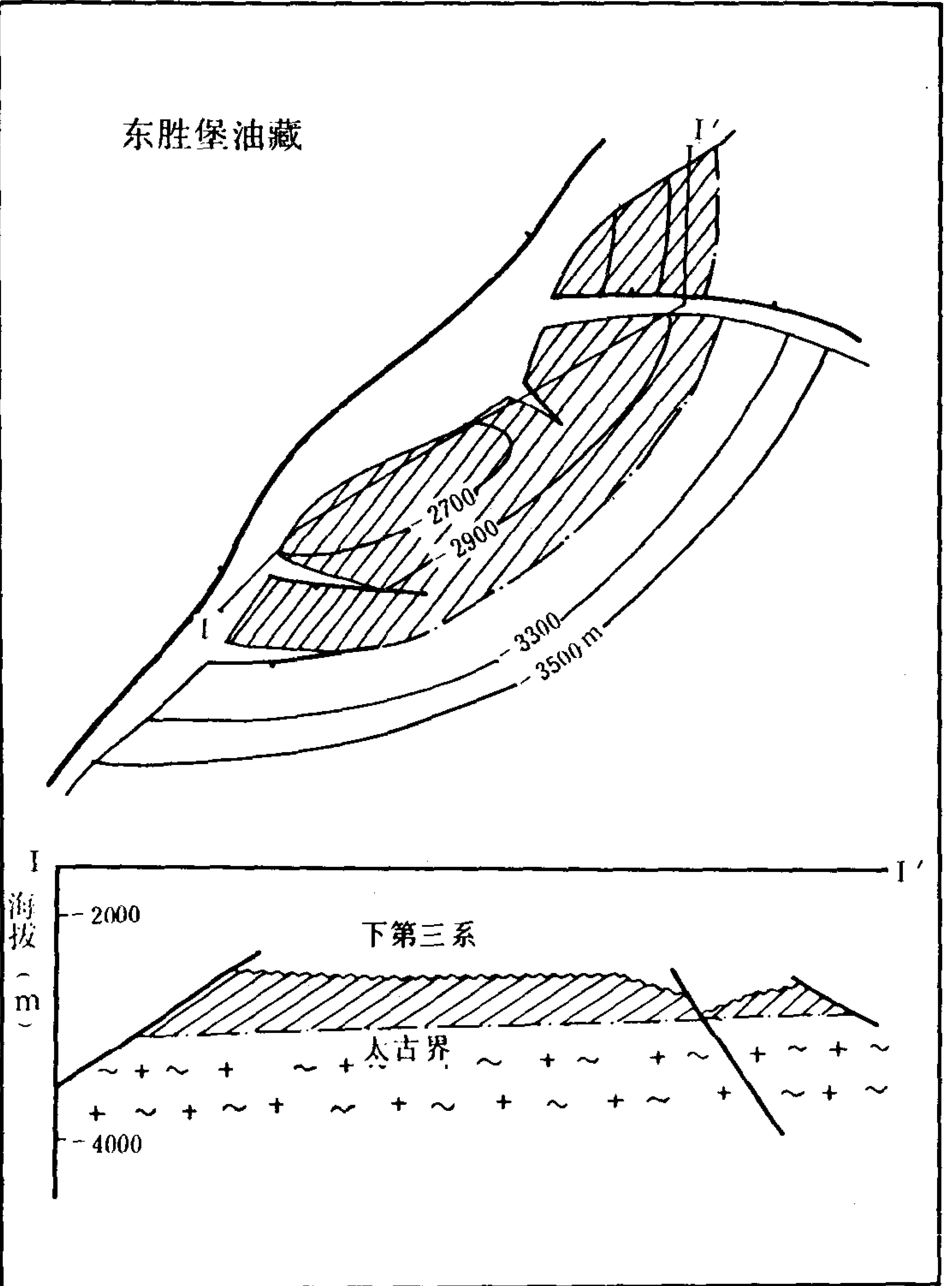


图 5-10 生物礁和粒屑灰岩岩性油气藏类型图



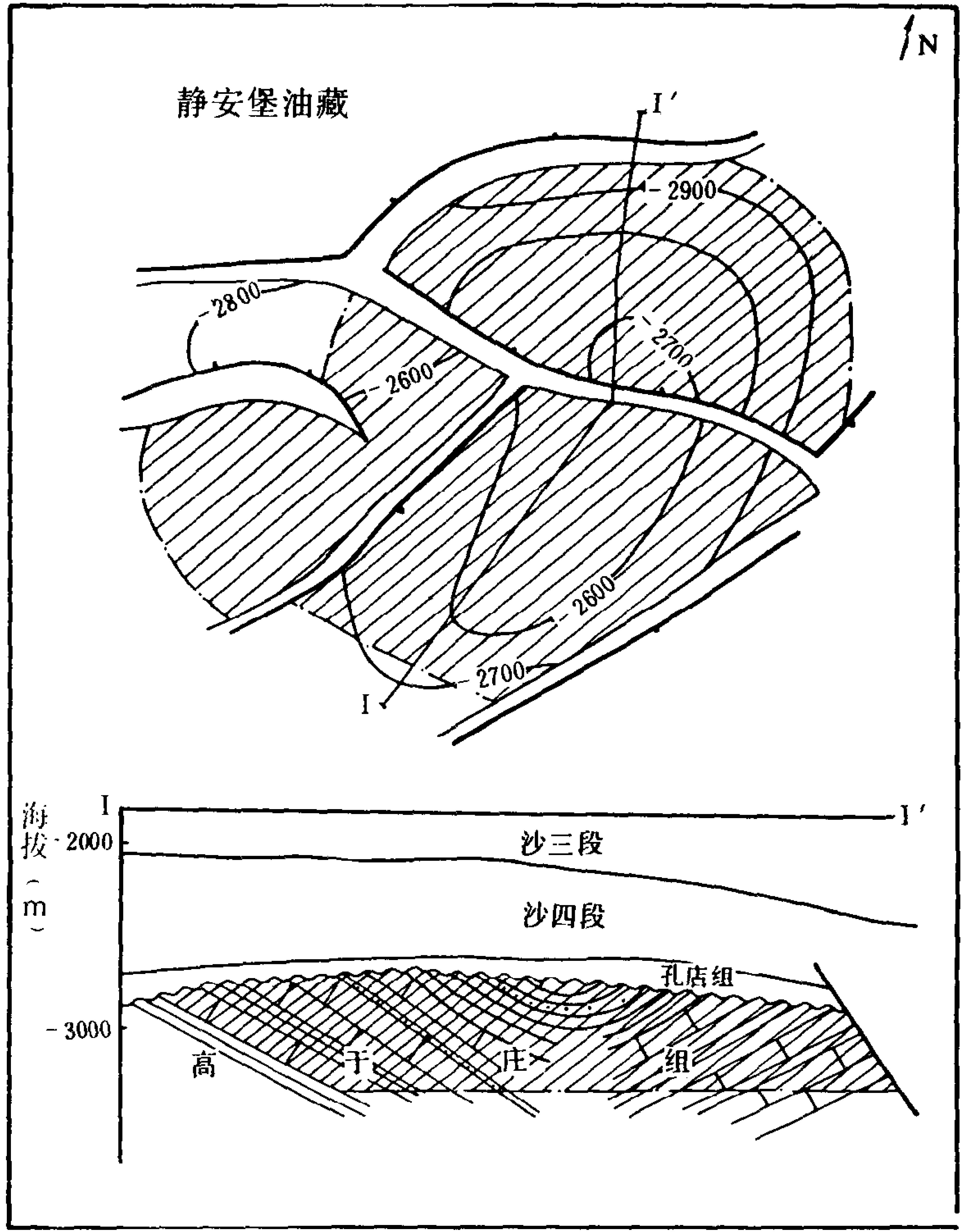


图 5-11　古潜山油气藏类型图

2.地层不整合油气藏

在陆相盆地边缘粗碎屑岩普遍发育，多为中小型的洪（冲）积锥和扇三角洲，常常伸人湖相生油岩体之中，形成良好的生储盖组合条件。当边缘地带具备封堵条件时，就可以形成不整合油气藏。这类油气藏的成因特点：①油源可以来自下倾方向的同期生油岩系，也可以来自古油藏的油气；②有两种类型遮挡层，边缘的不渗透性泥质岩层和原油经氧化而形成的稠油封堵层；③原油普遍遭受氧化，油质较重，而远离稠油封堵带油质逐渐变轻。如酒西盆地石油沟油田（图 5−12）。

3.地层超覆油藏

在湖盆主要发育阶段的水进时期，发育了一套由粗到细的正旋回沉积，并自下而上逐层向湖盆边缘斜坡带超覆，不仅向缓坡带超覆，还向陡坡断崖超覆，超覆层上部泥岩盖层分布范围往往大于其下伏的砂岩体分布面积。而地层超覆不整合面附近由致密不渗透的火成岩、变质岩或泥岩组成，形成了良好的顶底板遮挡层。在斜坡带的古鼻状构造背景下地层超覆线与构造等深线交切，形成了地层超覆圈闭。地层超覆油气藏主要分布在盆地斜坡边缘带、盆地内部古隆起、古凸起的周缘，多呈舌状、裙边状断续分布。如东营凹陷单家寺油藏，辽河凹陷齐家油藏、柴达木盆地马海油藏和准噶尔盆地乌尔禾油藏等（图 5−13）。

（五）混合型圈闭油气藏

主要是由两种以上的地质遮挡因素控制而形成的圈闭，如构造、断裂、岩性尖灭和地层不整合等诸因素之间相互配合而形成的构造—岩性圈闭、断层—岩性圈闭、断层—地层圈闭和岩性—地层圈闭等。这类混合型圈闭在陆相湖盆沉积环境中最易形成,由于湖盆中水进水退十分频繁,岩性变化大，地层、超覆不整合等现象较为普遍。当这些地区在地质历史时期中经历过较强烈的构造活动时，则更有利于形成一些混合型圈闭。按圈闭成因条件的差异，相应地可以分为构造—岩性油气藏、断层—岩性油气藏、断层—地层油气藏和岩性—地层油气藏。这类油气藏在盆地和凹陷的不同构造部位分布十分广泛，有横穿穹窿背斜的河道砂岩体的断层—岩性油气藏，如渤海湾盆地沾化凹陷渤南油田（图 5−14）；三角洲砂体前缘带与长垣背斜带相配置的构造—岩性油气藏，如松辽盆地葡萄花油田；也有盆地或凹陷边缘断阶带与湖底扇砂岩体相配合，又被断层切割而形成的断层—岩性油气藏，如准噶尔盆地克拉玛依油田的乌尔禾油藏；还有凹陷缓坡带与三角洲砂体相配合，又受边缘地层不整合面控制而形成的地层—岩性油藏，如潜江凹陷钟市油田。这类油气藏形成的共同特点是：①油气分布主要受构造、岩性、断层和不整合面等二个以上因素所控制，②不仅有充足的油源，还有良好的储盖组合类型，③油气藏规模大小一般与构造面积大小或砂体大小有关，④以层状油气藏为主，部分为块状油气藏。

（六）水动力圈闭油气藏

在储集层岩性相同、而构造上未闭合的地层中，由于水动力因素，在多变压力梯度系统中，当渗流地下水的动水压力与油气运移的浮力方向相反、大小大致相等时，可阻挡和聚集油气，形成水动力圈闭油气藏。这类油气藏易形成于地层产状微度弯曲的构造鼻和挠曲带，单斜储集层岩性不均一和厚度变化带以及地层不整合附近，在碎屑岩和碳酸盐岩储集体中均可形成。水动力圈闭油气藏的油水边界在平面上与构造等高线相交，在水压等值线上相应为低水压和低位能区，而在剖面上油水界面倾斜，呈“悬挂状”，又称为“悬挂”油气藏。有时，水动力遮挡因素与岩性、地层、断层等其它因素配合而形成复合型圈闭油气藏。目前，水动力圈闭油气藏在世界上已发现一些，但数量不多，我国酒泉西部盆地的单北油田为水动力圈闭

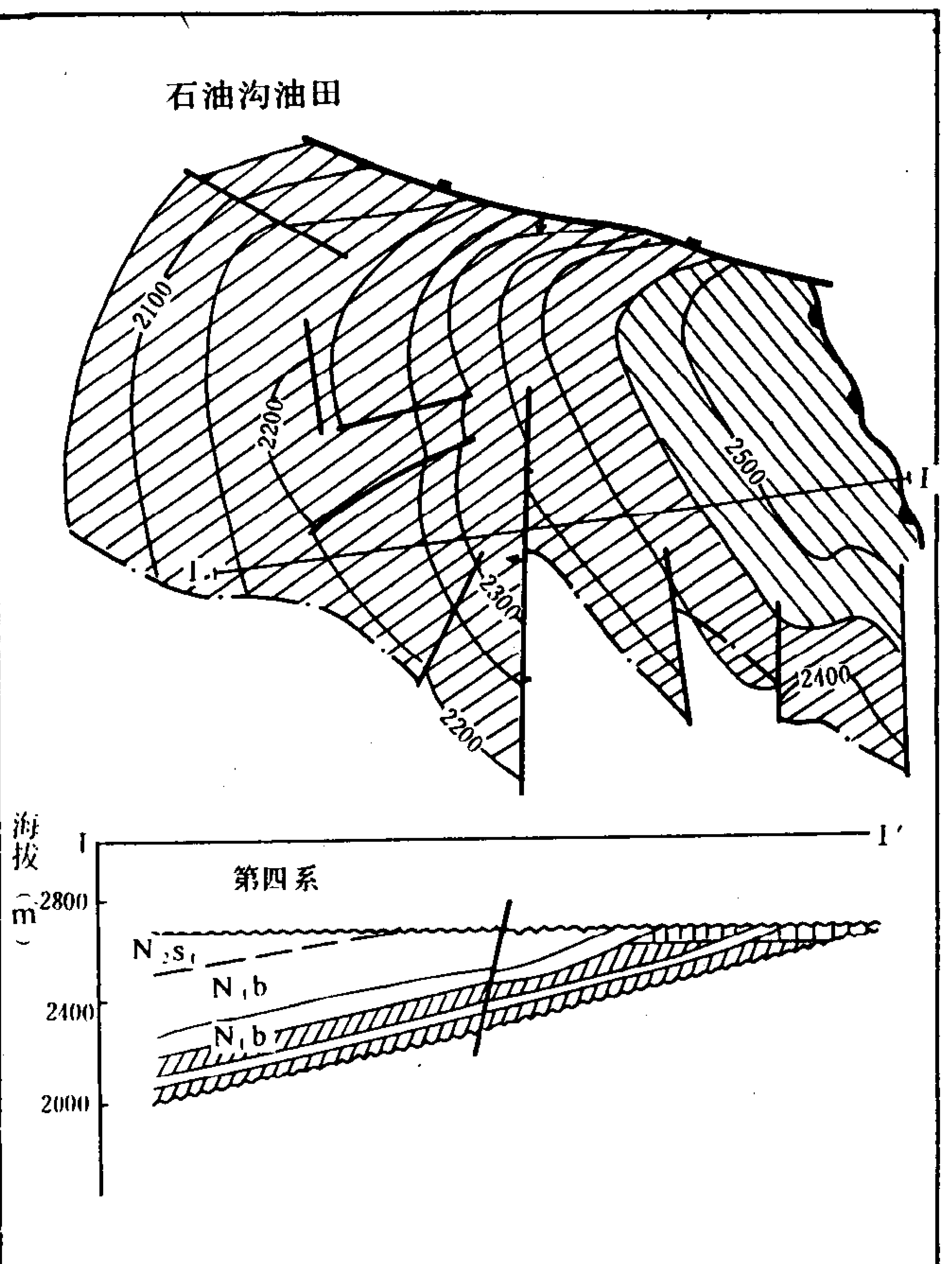


图 5-12　地层不整合油气藏类型图

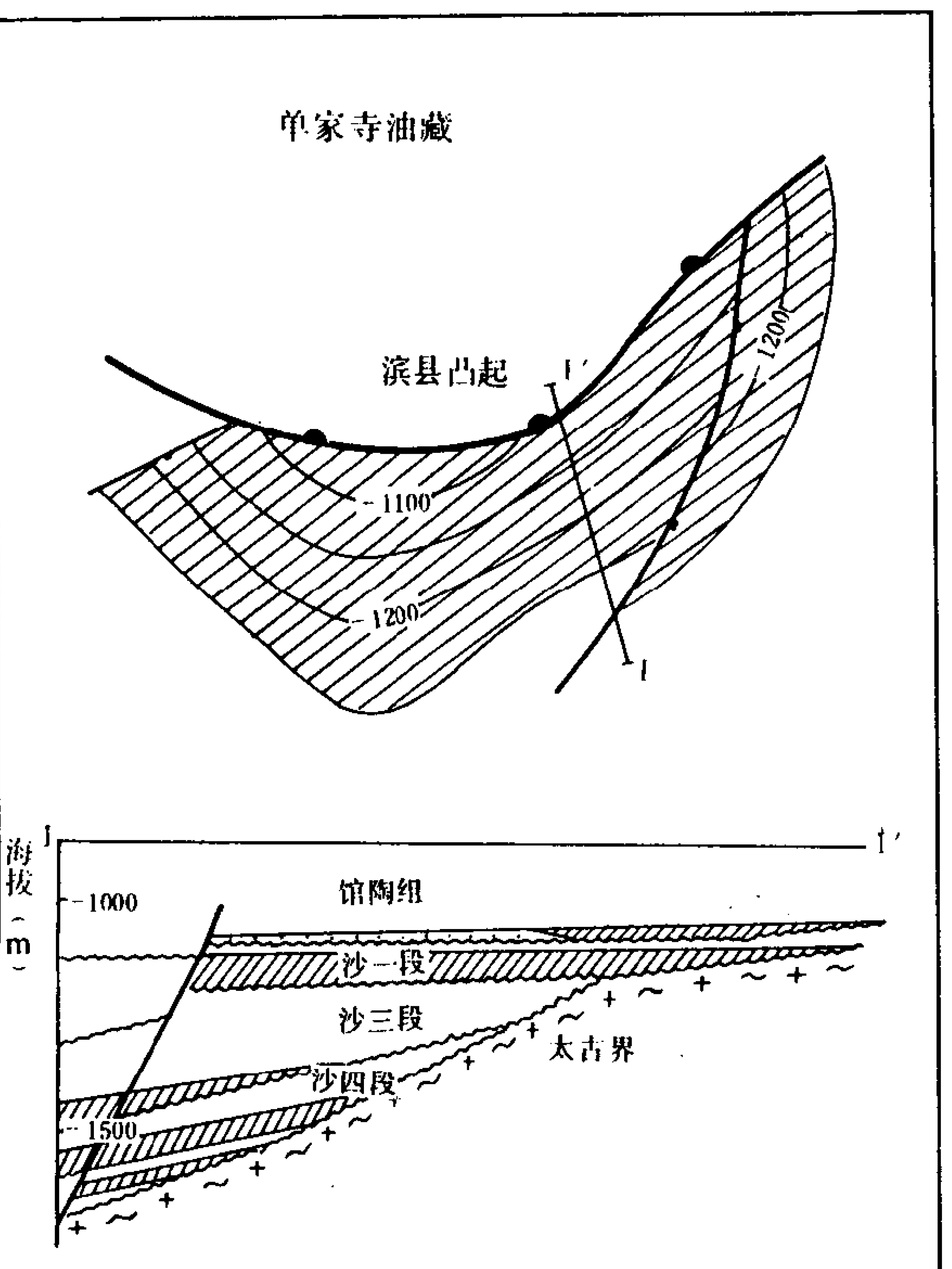
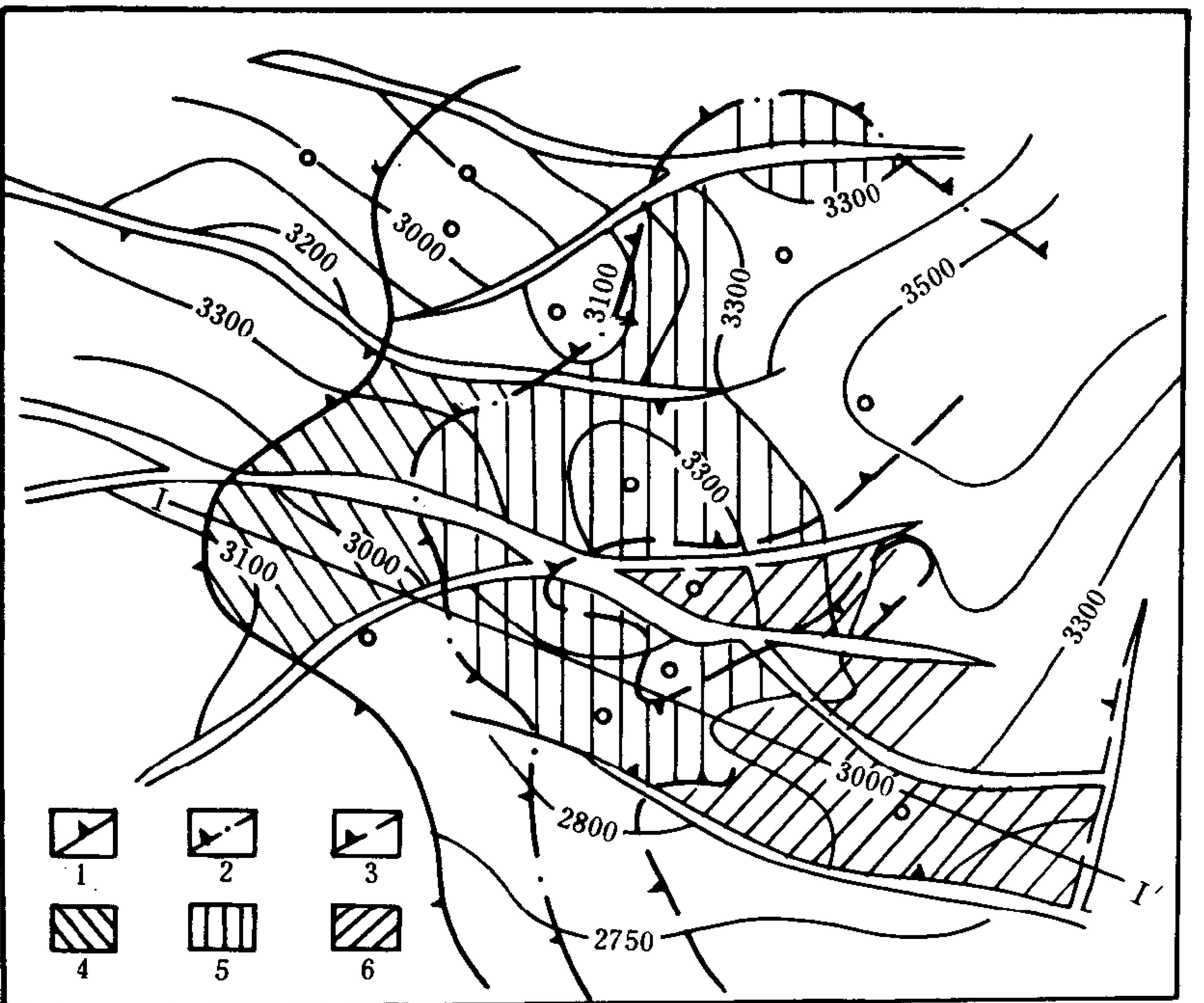


图 5-13　地层超覆油气藏类型图



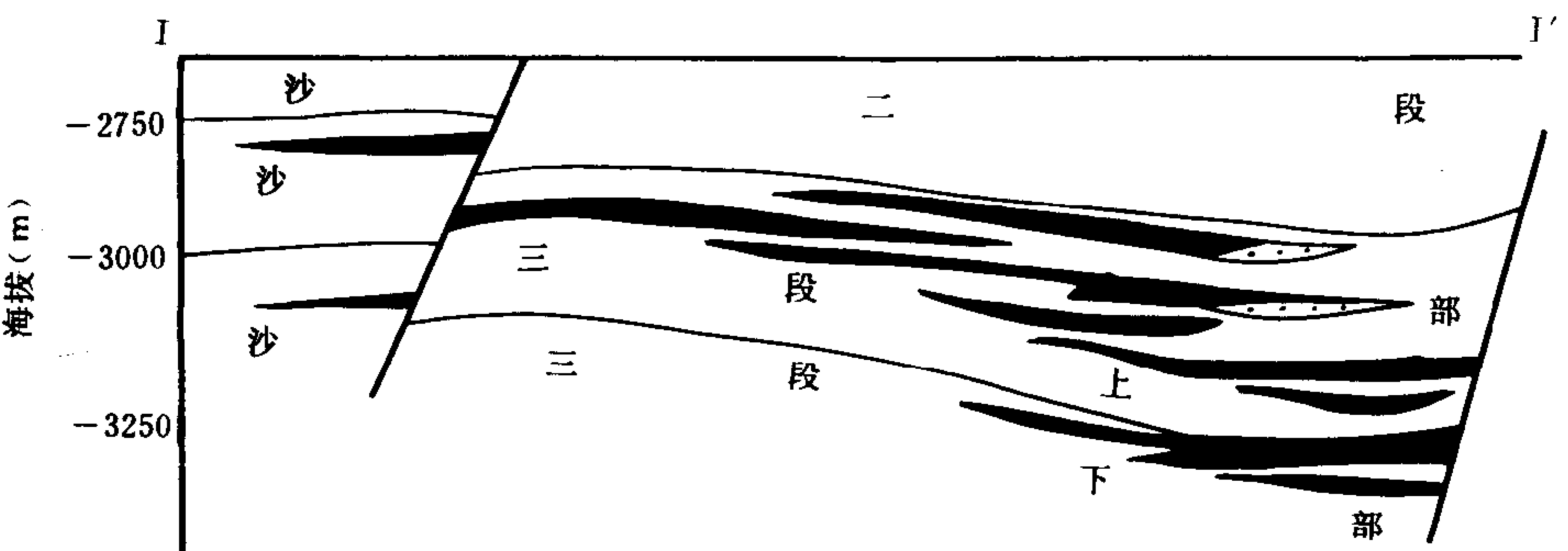


图 5-14　渤南断层—岩性油气藏类型图

砂岩岩性尖灭线：1—第二砂层组；2—第一砂层组；3—第六砂层组；

含油范围：4—第二砂层组为主；5—第一砂层组为主；6—第六砂层组为主

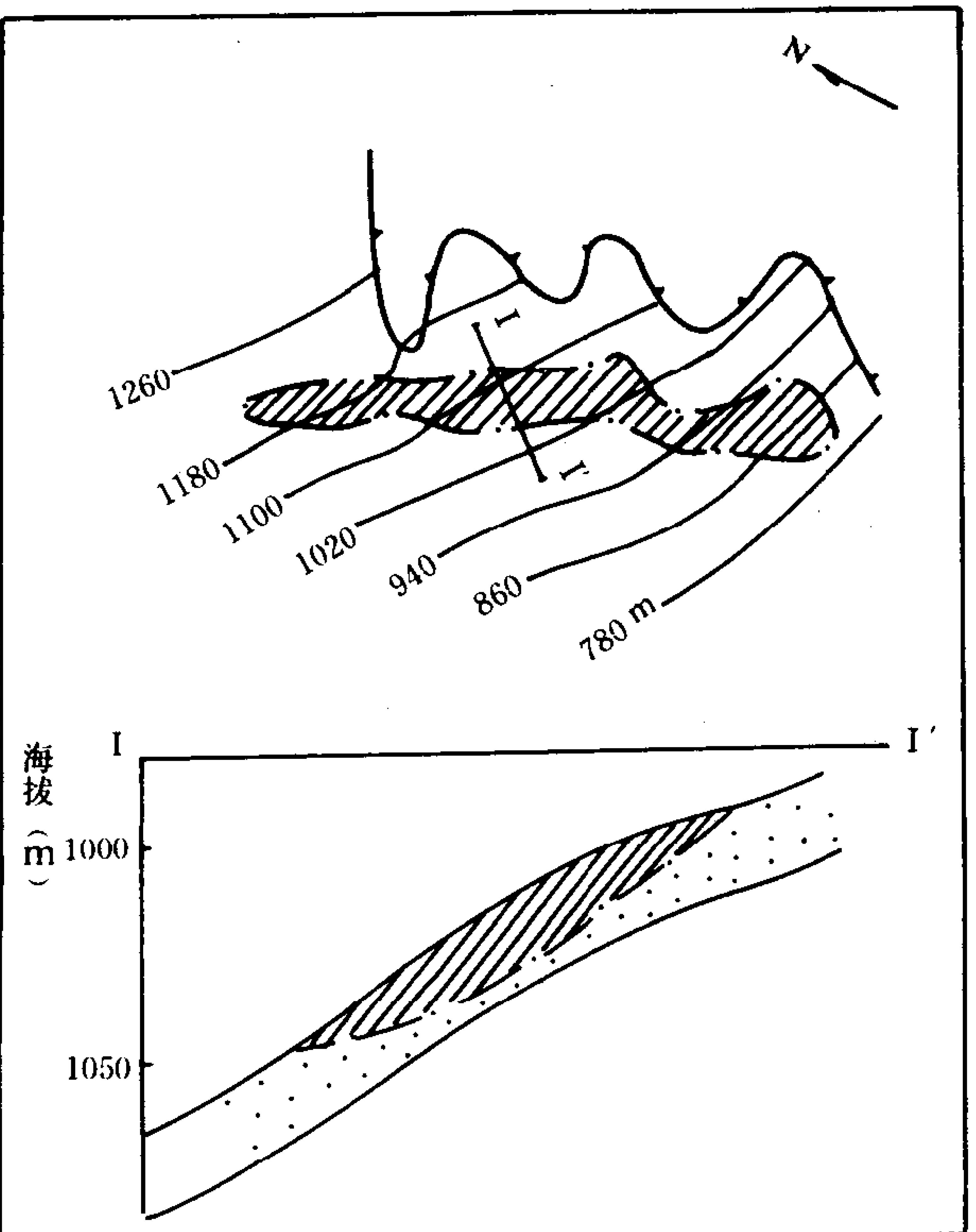


图 5-15　水动力圈闭油藏类型图

油气藏的典型实例，在苏联伏尔加—乌拉尔和费尔干等盆地也发现有此类油气藏，在美国阿肯色州、怀俄明州、加利福尼亚州以及得克萨斯州等地也均有发现（图 5–15）。

三、重质稠油藏成因、类型和分布特点

重质稠油藏是石油烃类能源中的重要组成部分，蕴藏着常规原油资源数倍的巨大潜力，对我国今后石油能源接替起重要作用。

国际上一般所采用的重质原油（或称重质稠油）标准，指在原始油层温度下脱气原油粘度由 100 到 1000mPa · s 或者在 15.6℃（60 ° F）及大气压下密度为 934～1000kg／m^3（10 ° API）的原油。沥青砂是指在原始油层温度下脱气油粘度超过 1000mPa · s 或者在 15.6℃（60 ° F）及大气压下密度大于 1000kg／m^3（小于 10 ° API）的石油。

我国重质稠油和天然沥青资源较为丰富，分布广泛，已在 15 个大中型含油气盆地和地区发现数量众多的重质稠油（田）藏，规模大，且成带分布。按储集层时代，重质稠油从中元古界至第三系均有分布，其中大部分重质稠油藏分布在中新生界中，这些储集层埋藏深度一般小于 2000m。

在含油气盆地中，油气藏内部的烃类相态成分主要决定于地质和地球化学等两个因素。因此，油气藏的形成不仅取决于构造、岩性和地层等有关的圈闭条件，而且还与盆地和凹陷的演化史、生油岩成熟程度和烃类次生改造等有关。重质稠油藏的形成主要受盆地和凹陷后期构造抬升活动、地层水的水洗和生物降解作用以及烃类轻质组分散失等因素的影响，而后期构造运动是主导因素，其它因素是在这一地质背景下的地球化学的演变过程。烃类成熟度主要决定于油源岩的演化程度，而烃类次生稠变可以发生在油气运移和油藏形成等两个阶段，是与地层水的水洗和生物降解作用有关。

（一）重质稠油藏形成的主要因素

1）重质稠油藏主要分布在盆地后期构造运动和断裂活动强烈地带，一般分布在盆地和断陷边缘斜坡带及盆地内部后期抬升断裂构造带。这些地带后期断裂活动强烈，地层不整合现象较为发育，致使早期形成的古油藏发生重新分配，有利于重质稠油藏的形成。如辽西凹陷曙光—欢喜岭重质稠油富集带和准噶尔盆地西北缘重质稠油带。

2）重质稠油具有胶质含量高、粘度高、微量元素低和含硫量低的特点，是一种次生蚀变的陆相原油。重质稠油的成熟度与常规原油成熟程度一样，都是与盆地和凹陷生油岩系的演化阶段有关。我国大部分重质稠油属于低成熟油和成熟油，部分重质稠油为高成熟油。

3）重质稠油绝大部分分布在粗碎屑岩中，分属于不同时代的河流沼泽相、三角洲和湖底扇等多种成因类型砂岩体，部分重质稠油分布在高渗透的溶蚀型和裂缝型碳酸盐岩储集层中。成岩后生作用影响较小，岩性疏松，原生孔隙发育。具有高孔隙和高渗透性特征，但含油饱和度较低。

4）重质稠油藏的形成与液态烃二次运移的距离、细菌生物降解作用和地层水的水洗作用有关。运移距离愈远，原油生物降解程度相对愈严重，还与盆地边缘和上构造层地下水强交替带有关，其降解程度还受水文地质开启程度控制，富含氧、细菌的低矿化度边缘地层水使原油降解，最终在一定圈闭条件下形成重质稠油藏。

（二）重质稠油藏成因类型和分布特点

按烃类成熟度和次生稠变等因素，重质稠油藏可以分为边缘氧化、次生运移、底水氧化、风化抬升等多种成因类型。

1.边缘氧化成因的重质稠油藏

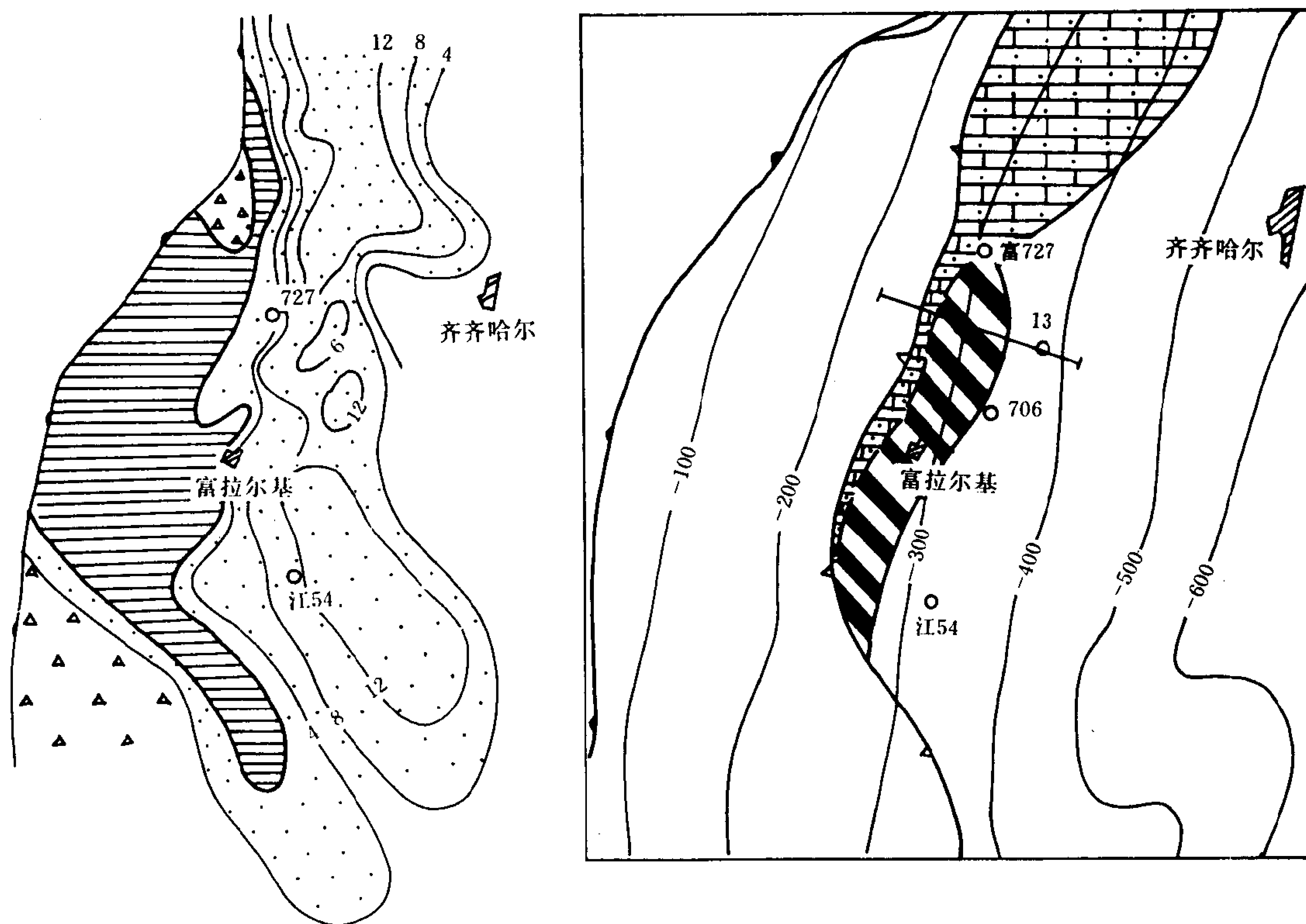
主要分布在盆地和凹陷斜坡边缘，油藏类型以地层不整合稠油封堵或地层岩性封闭为主，在盆地后期构造活动抬升过程中，盆地和凹陷边缘部位急剧上升，边缘斜坡带是油气大规模运移和聚集的指向，油源主要来自盆地内部和凹陷生油区，油气沿地层不整合面或稳定砂体的上倾方向运移，进入盆地边缘地层水交替带，在低矿化度的地层水作用下，原油发生不同程度的生物降解作用，在边缘地带易形成软沥青稠油封闭带，为重质稠油藏的形成提供有利的封闭条件。这类油藏一般规模较大，在盆地和凹陷缓坡带大面积成带分布，资源潜力大。原油性质变化与生物降解程度有关，沿地层倾斜方向自下而上有一个明显的变化规律，下倾部位原油具有原生性特点，向上倾部位原油性质变重变稠，甚至在盆地边缘部位形成软沥青。在垂向上原油性质的变化还与它的埋深和含油层的时代有关，一般埋藏浅而时代年轻的产层，原油生物降解程度严重，而埋深较大、时代较老的含油层生物降解程度较为轻微。如松辽盆地西斜坡富拉尔基重质稠油田，辽河西部凹陷曙光和欢喜岭油田，东营凹陷北坡单家寺和林樊家油田及泌阳凹陷井楼重质稠油田等。

富拉尔基重质稠油藏位于松辽盆地西部超覆带北端，在构造上为一个平缓东倾斜坡，倾角2°左右。在下白垩统沉积时自青山口组至嫩江组二段地层由下而上逐层向西超覆，地层厚度由东向西减薄。本区产层以萨尔图组砂岩和粉砂岩为主，属河流沼泽相沉积，其西侧为山前平原淤积相杂色泥岩为主，河道砂岩自西北向东南展布，其砂岩尖灭线与斜坡带的姚二、三段顶面构造线相交，组成了砂岩上倾尖灭圈闭。经分析，油源主要来自东侧生油区，经运移聚集在斜坡的超覆带的岩性圈闭中，形成重质稠油藏。富拉尔基重质稠油藏东西宽6～8km，南北长约25km，埋藏深度400～500m。

本区萨尔图二、三组油层为一套灰、灰绿、杂色泥岩与中厚砂岩组合，地层厚度200m左右，砂岩以细砂岩、粉砂岩为主，岩矿成分属岩屑质长石砂岩。砂岩胶结疏松，含油饱满，具高孔隙度和良好的渗透性特点。油层孔隙度一般25～35%，最大可达40%以上，油砂样品渗透率最大可达4μm^2，含油砂岩厚度一般3～5m，最大可达8m（图5-16）。

本区以及西部超覆带地区原油多具有高相对密度、高粘度、初馏点高、含硫量较高、凝固点低、含蜡量低和轻质成分少的特点，原油族组分中饱和烃含量相对较低，一般30～60%。芳香烃、非烃和沥青含量高，元素分析中硫、氧、氮含量也高。天然气中，甲烷含量92.3%，并含有较高的氮气和二氧化碳，甲烷气碳同位素值-55‰，具生物降解气特征。原油中正构、异构烷烃化合物由东向西逐渐减少，以至最后正构、异构烷烃化合物全部消失。原油的物理性质也有类似变化规律。本区地层水矿化度较低，总矿化度一般3500mg/l左右，并向斜坡带的倾没部位总矿化度逐渐增高，可达10000mg/l以上，说明本区地层水受边缘的地表水影响而变淡。综上所述，本区重质稠油藏的形成是生物降解等作用的结果(图5-17)。

克拉玛依—夏子街重质稠油藏分布带（图5-18），位于准噶尔盆地西北缘克—乌逆掩断阶带，可分为上、中、下三个断阶，上侏罗统．白垩系地层超覆不整合在中侏罗统至石炭—二叠系不同时代地层之上。本区发现五套含油层系（C—P、T_1—T_2、T_3、J_1、J_3、K等），其中上侏罗统和白垩系粗碎屑岩为重质稠油层，在沉积上具有下超上剥的特点，每一套含油层系是由下粗上细正旋回组成，底部为一套砂岩和砂砾岩层，向上逐渐变为泥质岩，自成良好的储盖组合。砂岩和砂砾岩埋藏浅，成岩作用较弱，原生孔隙发育，孔隙度30～32%左右，渗透率可达4.0～7.5μm^2。油源主要来自盆地内部玛纳斯湖生油凹陷，各项地球



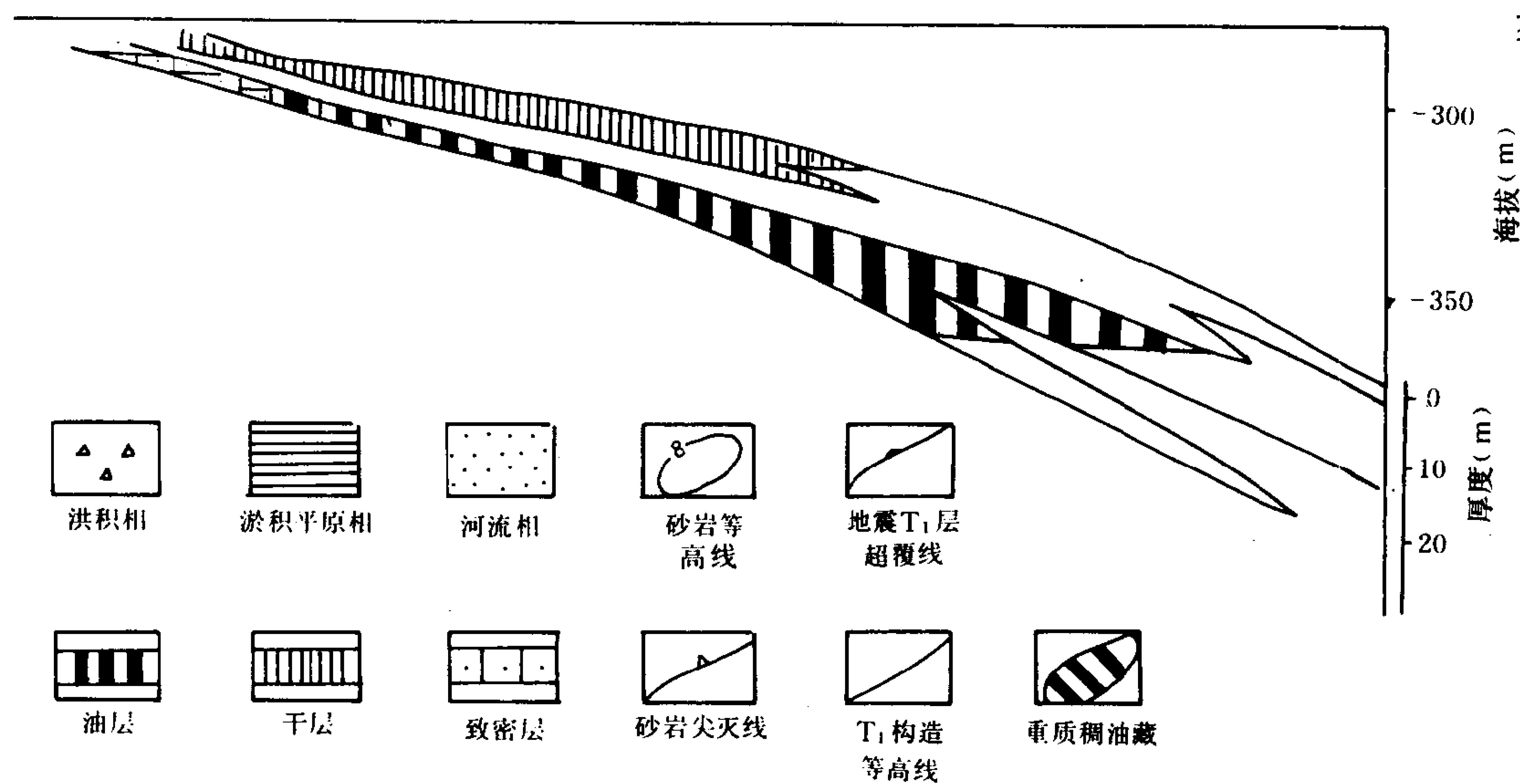


图5-16 富拉尔基重质稠油藏特征图

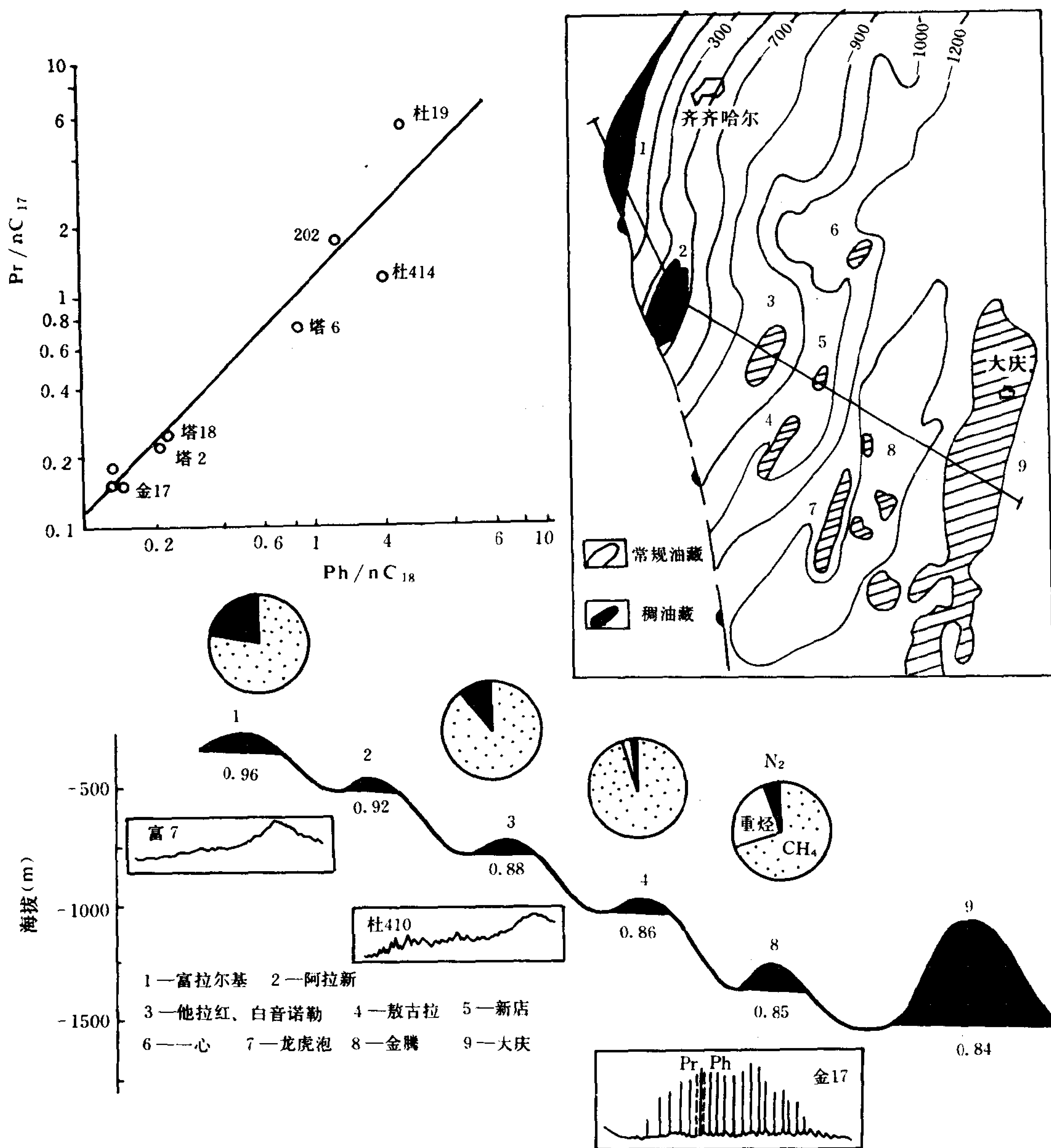


图 5-17 松辽盆地西部斜坡带富拉尔基重质稠油藏形成条件分析图

化学指标均表明，本区各层系油源均来自石炭—二叠系生油岩系。油气沿不整合面运移，聚集在断阶带的不同类型圈闭中，并一直运移聚集在盆地边缘侏罗—白垩系地层型圈闭中，形成一系列油藏，并有一定的分布规律。在纵向上年轻地层中含油范围均位于下伏层系盖层缺失区的上倾部位，在平面上各层系含油范围呈明显的阶状排列，构成不同层系重质稠油藏和常规油藏叠合连片的格局。原油性质除了受油气运移因素的影响以外，主要受边缘地层水水洗和严重生物降解作用的影响。盆地边缘地层型圈闭埋深 500m，为地层水活跃的交替带，在细菌作用下，原油遭受严重生物降解，形成重质稠油和沥青。在断阶带的下台阶分布下侏罗统、中下三叠统和石炭—二叠系断块油藏和背斜油藏，具原生性特点，油质轻、含蜡

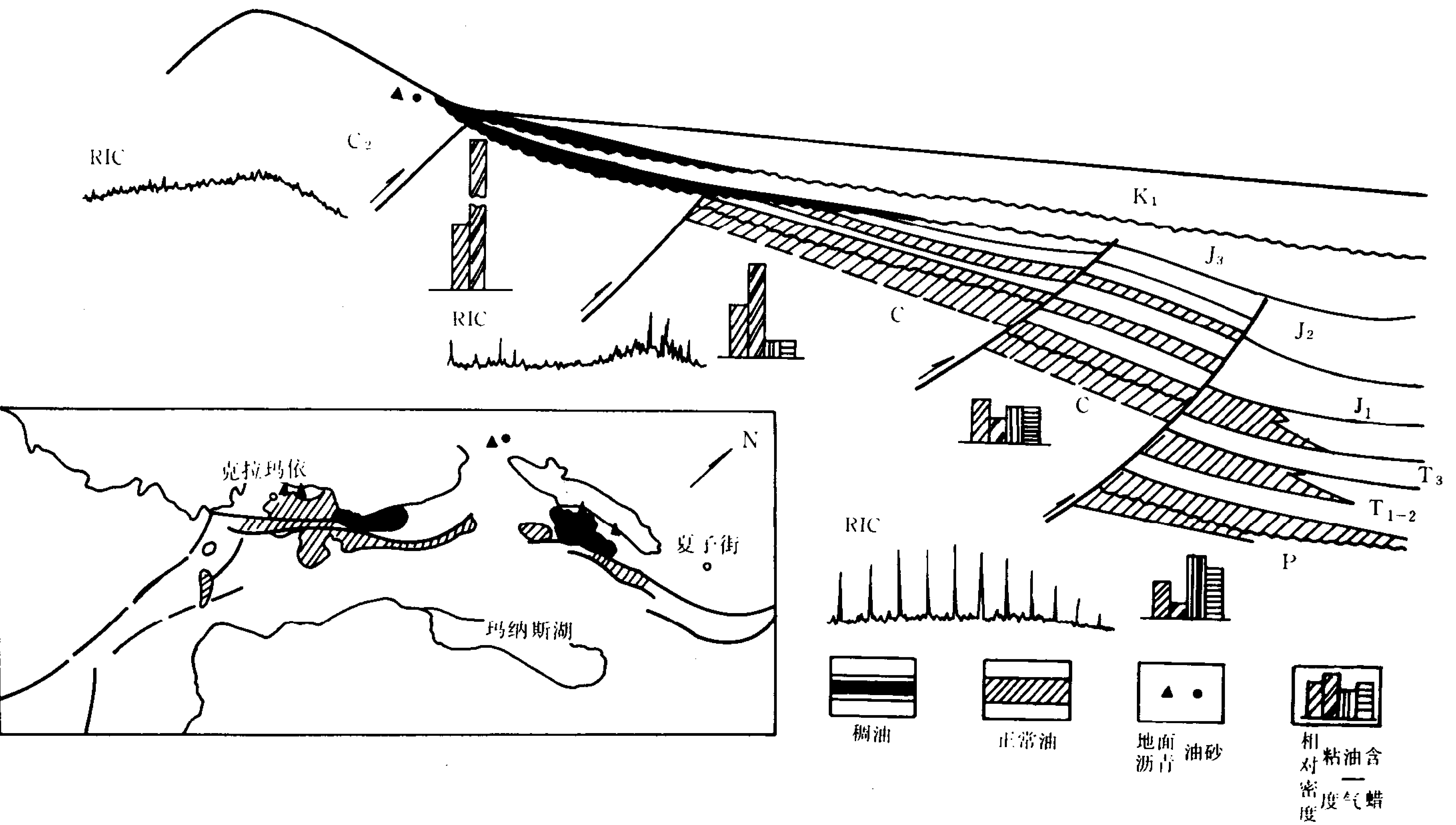


图5-18 准噶尔盆地西北缘重质稠油藏成因分析图

量高、原始油气比高。上台阶以上侏罗统和白垩系地层型油藏为主，埋深小于500m，油质重而稠，含蜡量低，原始油气比低，原油遭受中度生物降解，正构烷烃和异戊间二烯烷烃均已消失，但环状的甾、萜烷等生物标记化合物基本未受影响，而重排甾烷的相对含量略有增加，豆甾烷（$C_{29}5\alpha$，14α，17α，20R）和麦角甾烷（$C_{28}5\alpha$，14α，17α，20R）有明显损失，其比值超过热演化平均值。盆地边缘的油砂都遭受严重生物降解，正构烷烃、类异戊间二烯烷烃已全部消失，二环倍半萜（C_{14}—C_{16})、规则甾烷及五环三萜烷已受重度降解，这是受地表直接风化的结果。

2.次生运移成因的重质稠油藏

这类油藏主要分布在东部断陷盆地和凹陷内部断裂构造带及边缘的披覆构造带，以"下生上储"成油组合为主，产层为上部构造层上第三系含油层系，属河流沼泽相粗碎屑岩，具高孔隙度、高渗透率的特点，油源主要来自下伏或相邻的渐新统生油岩。由于后期断裂活动强烈，断裂和不整合面是油气运移的通道，下第三系生油岩所生成的烃类，经垂向和侧向运移，聚集在浅层圈闭中。原油的生物降解是发生在油气运移过程中，经历了一个脱蜡、稠化和变重的过程，并与下伏原生油藏有十分密切的亲缘关系。这类油藏具有埋藏浅、物性好和油气丰度高等特点。如歧口凹陷港东、羊三木和孔店重质稠油藏；东营凹陷胜坨油田东营组油藏，沾化凹陷埕东油田；苏北盆地高邮凹陷黄珏油田和江汉盆地丫角、王场油田等。

港东重质稠油藏位于歧口凹陷北大港断裂构造带东南部，为主断裂下降盘的逆牵引背斜构造，由马东和马西两个高点组成。马东高点（港东一区）为近似圆形穹窿背斜，马西高点（港东二区）为一个短轴背斜构造。港东油田为逆牵引背斜油藏类型，有四套含油气层系：明化镇组、馆陶组、东营组、沙一段，在纵向上原油性质具有下稀上稠的特点，其中明化镇组上部砂层为重质稠油层。

上第三系馆陶组和明化镇组的砂岩和砂砾岩属河流沼泽相沉积。由于产层埋藏较浅，一般小于2000m，成岩后生作用轻微，原生孔隙发育，储油物性好，孔隙度一般小于26～30%，渗透率0.6～2.0μm^2，最高可达6.0μm^2，具有高孔隙度、高渗透率的特点。

经油源对比，明化镇组重质稠油与馆陶组和东营组常规原油来自同一油源，具有高姥植比、高异正构烷比组合。正构烷烃分布特征与沙一中和东营组生油岩相似。上新世末期是圈闭形成期，也是本区油气第二次运移聚集期，油气沿断裂带进行垂向运移，沿着油气运移的方向，油气水性质呈有规律地变化。在纵向上原油性质由好变差，原油相对密度、粘度和胶质沥青含量增加，天然气中甲烷含量也增高，而地层水矿化度逐渐降低。本区下第三系原油均具有高含蜡、高凝固点、高粘度、高相对密度和低含硫等四高一低的特点，原油中正构烷烃含量高。随着垂向运移过程，生物降解作用逐渐增强。在邻近油源的张性地堑（油气运移通道区），原油的生物降解作用极不明显，与原生性原油极为相似，馆四组原油的相对密度为0.8439～0.8516，粘度545～602mPa·s，原油中正构烷烃含量高，向上部原油相对密度和粘度增高，正构烷烃开始逐渐消耗，到明化镇组上部油层中原油的相对密度0.9322～0.9545，粘度112.61～370.86mPa·s，不仅正构烷烃已消耗，而且异构烷烃也消耗，形成生物降解程度高的重质稠油。这种次生运移成因的重质稠油藏一般均位于原生性常规油藏的上部，并有一定的共生关系（图5-19）。

3.底水稠变成因的重质稠油藏

在埋藏较浅的块状油藏中，由于底水较活跃，部分受地表水交替带的影响，地层水矿化度较低，油水接触面积大，经长期、缓慢的水洗作用，使油藏的下部原油受细菌生物降解作

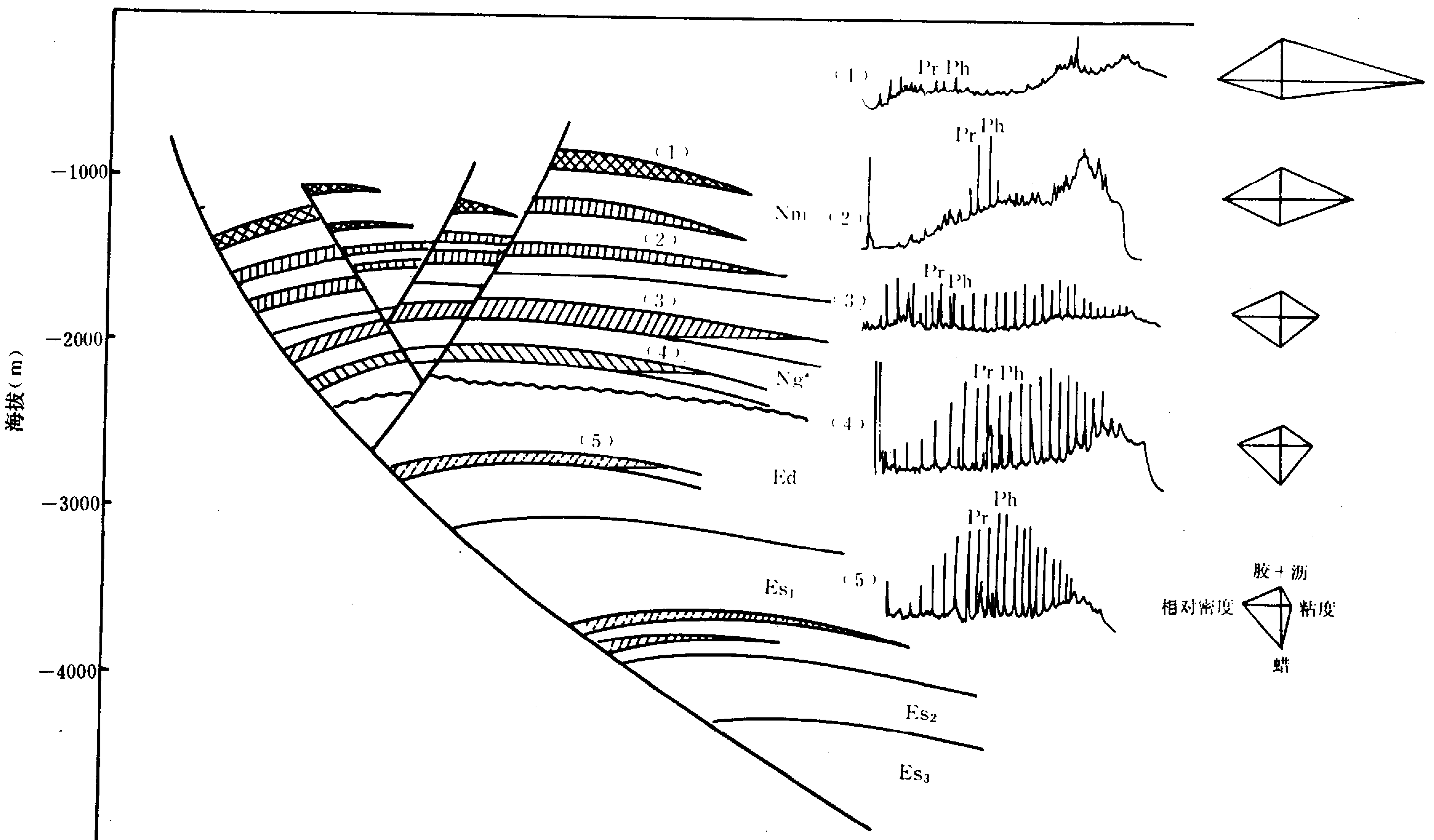


图 5-19　港东重质稠油藏成因分析图

用，逐渐改造成为重质稠油藏或带气顶的重质稠油藏，在纵向上原油稠变程度下大上小，愈靠近油水界面附近，生物降解程度渐趋严重。气顶部分以生物降解气为主，甲烷含量达95%以上，并含部分氮气和二氧化碳气等酸性气体，向下部油中溶解部分的酸性气体增多，这可能与底水氧化有关。如辽西凹陷高升油田、沾化凹陷孤岛油田和沧东—南皮凹陷王官屯油田沙一段重质稠油藏。

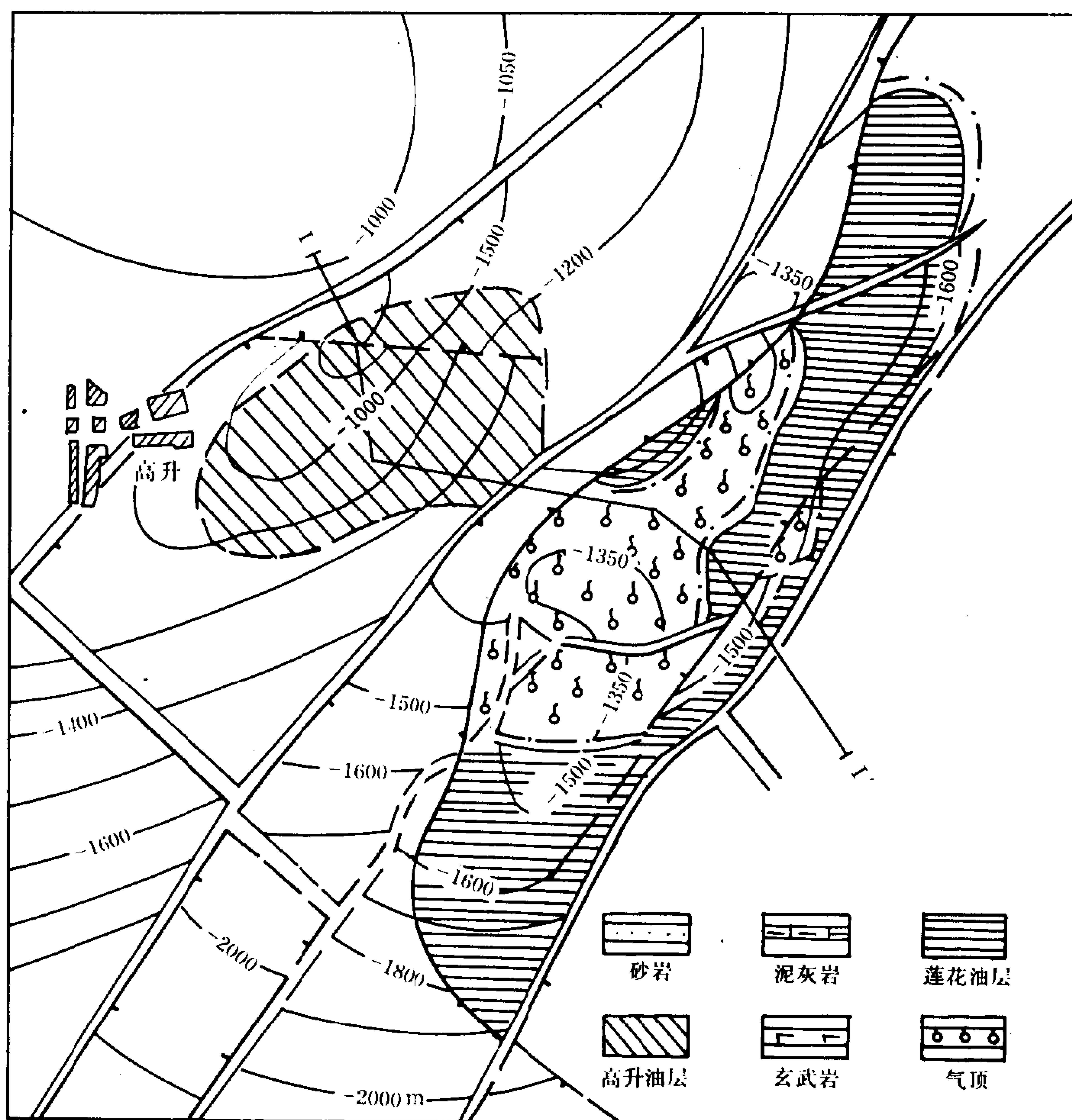
高升重质稠油油田位于辽河西部凹陷西部斜坡北端，为断裂复杂化了的鼻状构造，并被两条北东向断裂切割，将全区分为上、下两个台阶和断阶带，构造面积较大，幅度也大。发现沙四段上部鲕状灰岩（高升油层）和沙三段下部砂砾岩（莲花油层）等二套重质稠油层系，为一个大型重质稠油田（图 5-20）。

渐新统莲花油层是本区的主力含油层系，在沉积上属于湖底扇砂岩体，为一套高密度流浊积岩,具明显的鲍马序列，但发育不完全，变形层理、包卷层理和粒度递变层理发育。岩性是由硬砂岩和混合砂岩组成，砂体形态呈透镜状，东西向砂岩厚度变化大，其四周又被大段泥质岩、油页岩、钙质页岩和白云岩薄互层所围限。砂岩体又可进一步分为八个单砂体，上部和下部的单砂体分布范围小，中间的单砂体分布范围大，每个单砂体之间又为泥岩隔层所分隔。莲花油层物性好，孔隙度大，渗透率高，属于高孔隙、高渗透性油层，油层最大孔隙度可达 39.4%，一般为 20～25%，油层渗透率一般为 1.2～3.7μm^2。砂体物性变化有一定规律，纵向上中部砂体孔隙度较高，而上部和下部砂体稍差；渗透率则上部砂体较差，下部砂体较好。在平面上砂岩主要部位物性较好；而砂体端部稍差，这与砂体的岩石颗粒和泥质含量有关。

莲花油层的油气富集主要受构造和岩性两个因素所控制，为鼻状构造背景上的砂岩上倾尖灭油气藏。由于砂体内部缺乏稳定的泥岩夹层，虽然断层将其切割成几个断块，但仍保持统一的油气水系统。在构造高部位 1～4 砂组以气为主，5～7 砂组为稠油，7 砂组底部和 8 砂组以含水为主，油气界面为−1505～−1602m，油水界面为−1620～−1700m，形成一个具有气顶和底水的块状油气藏，各断块之间油气界面和油水界面略有差异。经油源对比，莲花油层的重质稠油主要来自陈家洼陷沙三段低成熟生油岩，生油岩中的可溶性有机质与原油的组分、全烃气相色谱图中正烷烃和异戊二烯烃等有一定相似性，说明二者之间有亲缘关系。莲花油层重质稠油的形成主要是活跃的边、底水中细菌生物降解作用的结果。莲花砂体是一个高孔隙度、高渗透率的连通体，在东侧张性断层属开放性断裂，可能与浅层输导层相互沟通，邻近通道区的地层水总矿化度相对低，而硫酸根离子含量高，相应地由东向西原油稠变程度愈来愈高，西侧高 21 块油层温度下脱气油粘度 1400～3000mPa · s，高 3 断块粘度 800～1000mPa · s，而高 2−4−6 块粘度 300～400mPa · s。

在纵向上莲花油层的原油具有上稀下稠的特点，随着油层埋深的增加，直至油水界面附近，原油性质愈来愈稠，而且生物降解作用程度愈严重。自上而下原油的相对密度、粘度和胶质沥青质含量均明显增加，高 3 断块砂体的原油性质差，绝大部分原油粘度在（1.5～10）$\times 10^3$mPa · s，生物降解程度高，向上 6、5 砂体原油生物降解程度依次降低，相对密度和粘度相对变好。这在不同深度的饱和烃气相色谱图上也可以看出，如高 3−3−82 井埋深浅，原油降解程度相对较低，还保留少量正构烷烃，而埋深较大的高 2−1−61 井原油降解程度较高，全为异构烷烃和环烷烃。按单井不同埋深，原油物性也有类似纵向变化规律，充分说明莲花油层重质稠油的成因与活跃底水中细菌生物降解有关。

此外，按天然气成分，也存在一个明显变化趋势，酸性气体含量：油中溶解气大于气顶



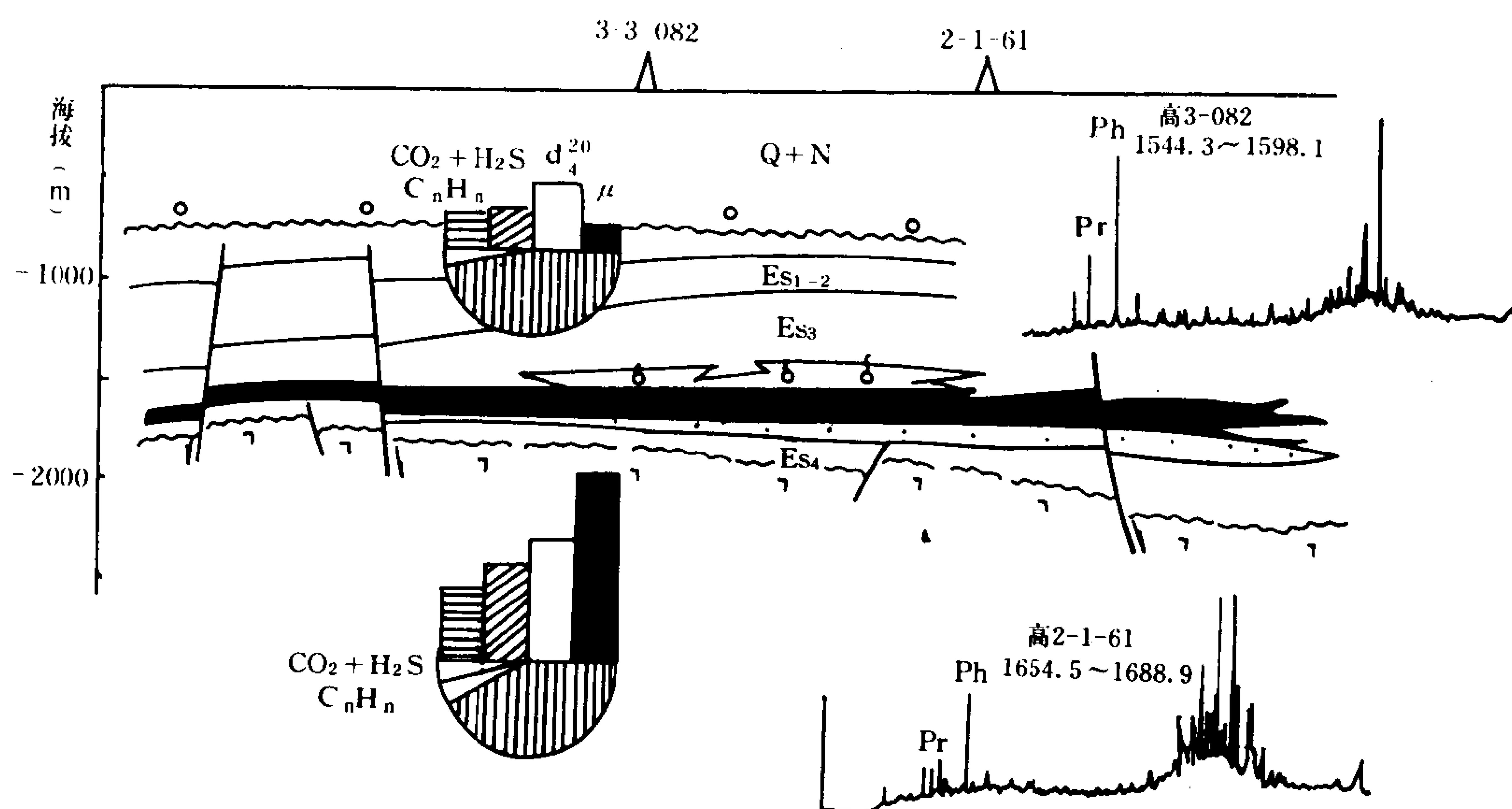


图 5-20 高升重质稠油藏成因分析图

气，如氮气，油中溶解气含量0.9～4.0%，而气顶气中含量仅0.3～0.9%，这可说明这种酸性气的形成与原油生物降解有关。

4.风化氧化型重质稠油藏

主要分布在后期构造抬升活动强烈发育的盆地和凹陷，它们具有早期沉陷、后期抬升的特点，早期具备古油藏形成的优越条件，由于后期构造断裂活动强烈，使断裂构造带抬升，古油藏接近地表，断裂带开启，造成地表水和地层水纵向上自由交替，致使古油藏的盖层条件和保存条件遭受不同程度的破坏，天然气和轻质组分大量溢散，液态烃经受地层水的水洗和生物降解作用或者地表风化作用，形成重质稠油或软沥青矿。如松辽盆地南部扶余Ⅰ号重质稠油藏和冀中坳陷南部束鹿凹陷宁晋地区晋7井重质稠油藏，就是较为典型的实例。

扶余Ⅰ号重质稠油藏位于松辽盆地东南隆起区登娄库背斜带北部，为一个断层复杂化的短轴背斜，走向为北东向，有南北二个高点。产层主要以扶余油层为主，次为杨大城子油层，油层厚度数十米。油藏类型属构造—岩性油藏，埋藏深度130～350m。泉四段扶余油层为河流相棕红、灰绿色泥岩、粉细砂岩和粉砂岩组成，可细分为四个砂组，砂岩成分主要为石英，次为长石，分选较好，胶结疏松，物性较好，孔隙度25～34%，渗透率1.0～1.3μm^2。在平面上砂层横向变化大，第Ⅱ、Ⅳ砂组主要发育在构造西翼，由东向西变薄，而Ⅲ砂组主要在构造南部，Ⅰ砂组砂岩发育较差。

本区重质稠油藏的形成主要是由于后期强烈的构造活动，使早期形成的古油藏抬升接近地表。在长期发育的开启性断层作用下，地层水与地表水相互交替、淡化。在水洗和生物降解作用下，使古油藏改造成为重质稠油藏。

按目前的油气显示分布下限分析，扶余Ⅰ号构造存在古油藏，并有一定规律，初步推算，油气分布受上白垩世嫩五段沉积时的古构造所控制，古含油高度约100～150m。在第三系沉积前，由于构造断裂活动强烈，构造急剧大幅度抬升，构造顶部青二、三段地层全部遭受剥蚀，仅保存青一段泥岩，盖层条件未遭破坏。但是，由于断层多次活动，具有一定开启性，本区地层水与地表水相互沟通，造成地层水严重淡化，凡是靠近断层的地层水矿化度低，总矿化度2000～3000mg／l，而远离断层的地层水相对浓缩，矿化度相对较高，断层成为地表水渗入的通道和交替场所。凡与断层相沟通的油层，均遭受一定程度的水洗过程，储集层孔隙度、渗透率愈高，水洗作用愈强，含油饱和度愈低，最低仅20%左右，致使连通性好的储集层，油气遭受一定程度的散失，现今保存下来为构造—岩性油藏，原油遭受水洗和生物降解作用，油质变重变稠。原油相对密度和粘度高，相应为0.9373～0.9860和657～2700mPa·s，含蜡量（5.2～6.9%）和凝固点（6～15℃）较低，在原油族组成中非烃含量高达20～32.3%，沥青质含量3.8～7.2%，少量色谱资料反映，正构烷烃开始消失，异构烷烃渐趋增加（图5-21）。

综合上述：在中新生代含油盆地中，不同成因类型的重质稠油藏在空间上有一定分布规律性。

1）在纵向上，一般分布在盆地的上部构造层或较年轻地层中。一般情况下，重质稠油藏埋深均小于2000m，随着其埋深逐渐变浅，渐趋接近地表，原油的生物降解程度愈来愈高，在埋深1000～2000m，原油的生物降解程度轻微，在埋深小于1000m以内，原油的生物降解程度中等，接近地表原油生物降解程度严重，变为地面油砂或沥青。

2）在平面上，重质稠油藏的分布受盆地不同构造部位控制。如东部断陷盆地，在凹陷边缘潜伏隆起倾没部位分布披覆背斜重质稠油藏，在陡坡带分布地层超覆重质稠油藏，在盆

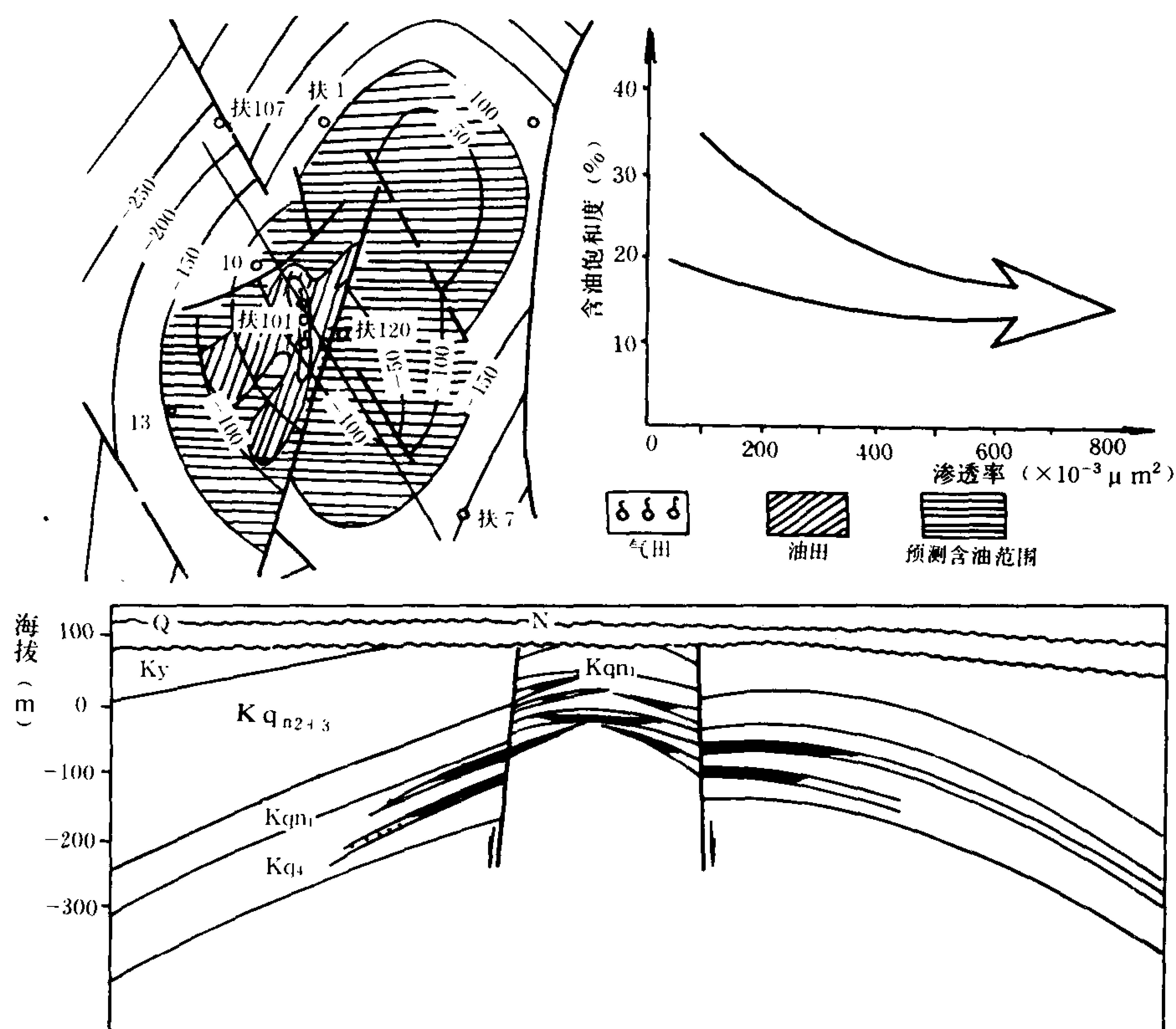


图 5–21 扶余 1 号重质稠油藏成因分析图

地内部长期发育断裂带隆起上部的地堑发育重质稠油藏，在盆地缓坡带分布地层不整合重质稠油藏。

3）重质稠油与常规油藏有一定共生关系。在一个油气聚集带中平面分布序列是：由凹陷向边缘由常规油藏渐变为重质稠油藏或沥青矿，在纵向上分布序列：由深层至浅层由常规油藏变为重质油藏。

第二节 复式油气聚集带（区）类型和分布

随着石油地质勘探的不断发展，对于油气分布规律的认识也在不断地深化，在 50 年代前后以找局部构造圈闭为主，其重点是研究局部油气聚集。国内外许多学者提出了数十种油气藏类型分类方案。进入 60 年代以后，世界各国普遍重视提高油气普查勘探工作效果，加强了油气藏（田）之间的成因联系和区域性油气聚集规律的研究，提出了"油气聚集带（区）"概念及其分类的多种观点。正确认识和区分油气聚集带类型的目的是：搞清不同类型油气聚集带的形成条件和分布规律，并对所研究的含油气区或潜在的远景区进行有科学依据的预测，以便有目的地选择有利的油气聚集带（区）进行勘探工作。当今，对油气聚集带形成和分布的研究已成为油气区域分布规律的研究重点。

在苏联，1950 年首先由 Успенская，Н.Ю.提出了"油气聚集带"的概念，并把俄罗斯地台和北美地台的含油气省中的一些油气聚集带分为四种类型：①条带状长轴背斜带；②区域

性断裂发育带；③盐丘构造带；④区域性地层尖灭带和储集层不整合削蚀带。先后有不少石油地质研究者相继提出了七种“油气聚集带”分类方案，其中以 Бакиров，A.A.的分类较为完善。他在研究世界含油气盆地油气分布规律的基础上，用成因观点进行油气聚集带的系统分类，相应地分为构造、礁块、地层、岩性和地层—岩性混合型等类型，其中每一种类型又分为若干亚类，欧美国家的地质学者一般采用“油气趋势带”的提法，但是，这方面的系统研究和认识较少。

中国石油地质工作者十分重视“油气聚集带（区）”的研究，并在勘探实践中不断丰富石油地质理论。结合中国陆相含油气盆地的成油特点，在不同勘探阶段先后提出了“二级构造带是油气聚集带”的观点。60 年代初结合松辽盆地的勘探，认识到二级构造带是含油气盆地内部的次一级构造单元，包括长垣、背斜带、阶地及鼻状隆起带，它不仅仅是几个局部构造形态的总和，更重要的是具有共同的发育史及地质特征统一的构造单元，因此，它们不仅仅是几个局部构造圈闭含油，而是整个二级构造带普遍含油，并具有共同的油气聚集过程和含油气特征。60 年代后期和 70 年代初期，在系统总结我国东部地区断陷盆地油气分布规律的基础上，提出了“复式油气聚集带”的观点。由于断陷盆地的块断活动强烈，断层发育，岩性、岩相变化大，地层超覆不整合和沉积间断多，在二级构造带的背景下，有利于多种类型圈闭的形成，不仅发育了背斜构造或断块圈闭，还在不同层系中广泛发育地层—岩性圈闭，形成了不同层系、不同圈闭类型相互叠置的含油气地带，被称为复式油气聚集带。本文在系统地分析研究油气分布特点的基础上，对油气聚集带进行了分类。

上述关于油气聚集带的认识及其分类大致相近，仅在分类方法和类型名称等方面不完全一致。认为“油气聚集带”为互有成因联系的油气藏（田）的总和，受同一构造单元及其演化史的控制；具有相同的含油气岩系（或主要含油气岩系相同），相似的地质特征和油气聚集条件；其分布形态可以是多样的，这就决定于形成油气藏（田）群的构造带或圈闭带的外形，可以是线型带状或串珠状，也可以是其它不规则几何形状，它们的规模和延展长度大小不一，可以由数个或数十个油气藏组成，其延伸长度可由数十至数百公里不等。

我国中新生代陆相含油气盆地的地质结构较复杂，具有断裂发育、岩性岩相变化大、储集岩体类型多、含油气结构层系多和油气藏类型多等特点。油气聚集带（区）不是由单一的含油气层系、单一的油气藏类型和规则的油气水关系的油藏（田）组成，而是由多个含油气层系、多个油气藏类型和多油气水系统组成的油藏（田）群集体。这些油气藏都从属于同一的断裂构造带或地层岩性带，其油气圈闭具有相同的地质成因，一般又有相同的油气源和相同的油气运移和聚集过程，形成了以一种油气藏类型为主、而以其它类型油气藏为辅的多种类型油气藏的群集体。它们在纵向上相互叠置，在平面上是由不同层系、不同圈闭类型的油气藏相互连片的含油气带，称为复式油气聚集带（区），这是陆相盆地油气富集的一种显著特征。

复式油气聚集带（区）主要是受二级构造带、区域性断裂带、区域性岩性尖灭带、物性变化带、地层超覆带和地层不整合等多种因素控制，按其成因的主导因素，复式油气聚集带（区）可以分为 12 种类型，现分述如下。

一、以披覆背斜构造带为主体的复式油气聚集带

它是一种以披覆背斜构造油气藏为主（其储量占本带地质储量的 65～87%），次为古潜山、逆牵引背斜、地层超覆、断块和岩性等圈闭油气藏，如孤东—孤岛—垦西、尚店—平方

王、兴隆台和王徐庄等油气聚集带。

这类油气聚集带主要分布在盆地或凹陷中部以及大型隆起或凸起周缘，由数个局部披覆背斜组成，具有长期继承性发育特点，下第三系生油岩超覆或披覆在其上部，组成"自生自储"和"下生上储"成油组合，同生断层和不整合面成为油气垂向和侧向运移的通道，油气主要聚集和富集在不同时代的披覆背斜圈闭中。油气藏组合类型，在其高部位为披覆背斜油藏，其下部构造层中分布古潜山油气藏，规模较小，在其倾没部位分布地层超覆和岩性油藏，在主断裂下降盘分布逆牵引背斜和断块等油气藏。如渤海湾盆地，在凹陷中部发育了兴隆台和尚店—平方王以下第三系披覆背斜构造为主的复式油气聚集带，而在凹陷斜坡带发育以上第三系披覆背斜构造为主的复式油气聚集带，尤以孤东—孤岛—垦西复式油气聚集带较为典型（图 5–22）。

孤岛—孤东—垦西披覆背斜为主的复式油气聚集带，位于沾化凹陷东部，是在中、古生界古潜山背景上发育起来的上第三系披覆背斜构造带，由孤岛—孤东和垦西三个背斜构造组成，下第三系地层逐层向古潜山腰部超覆，沙河街组生油岩部分地层披盖在古潜山之上，本带主要产油层为上第三系馆陶组砂砾岩和砂岩层，组成一种"下生上储"成油组合类型。构造边缘断裂带和地层不整合成为油气侧向运移的通道，具备了充足的油源和运移条件，明化镇组下部存在着较为稳定的泥岩和泥灰岩盖层，有利于形成上第三系披覆背斜油藏，规模较大。孤岛披覆背斜油藏是一个西陡东缓的短轴背斜，构造较为完整，馆陶组储集层属河流相沉积，油层疏松，物性好，成为一个高渗透块状稠油藏，总的含油特点是：自上而下灌满程度愈来愈低，含油面积愈来愈小，按不同小层原油性质是上稠下稀，而同一小层是顶稀边稠。孤东上第三系披覆背斜油田是由明化镇组、上馆陶组和下馆陶组等三个含油气层组成，均属河流沼泽相沉积，以粉、细砂岩和含砾砂岩为主，储集条件好，不同含油层油藏类型不同，明化镇组和上馆陶组顶部为构造—岩性气藏，仅馆陶组上部油层为披覆背斜油藏，而馆陶组下部油层属断块油藏。此外，在构造顶部发育沙一段披覆构造油藏。

在披覆背斜构造倾没部位和断裂带下盘发育了多种类型东营组和沙河街组油藏，油层厚度较薄，规模较小。逆牵引背斜油藏主要分布在孤岛构造南北两侧断裂带下盘。还在构造倾没部位发育断块油藏和地层超覆油藏，仅在垦西构造下部发育了古潜山油藏，组合而成为以披覆背斜为主体，以逆牵引背斜油藏、断块油藏、古潜山油藏和地层超覆油藏为辅的复式油气聚集带。

二、以逆牵引背斜构造带为主体的复式油气聚集带

这类油气聚集带是以逆牵引背斜构造油气藏为主（其储量占本带地质储量的 65～78%以上），次为断块、岩性尖灭等油气藏，以胜坨—永安镇油气聚集带最为典型（图 5–23），羊二庄—海四、王家岗和曹庄—真武等油气聚集带也为这一类型。

这种类型的油气聚集带主要沿较大的同生断裂带下降盘分布，紧邻生油凹陷，又与三角洲砂体、湖底扇砂体和河道砂相配合，形成良好的生储盖组合。圈闭形成期与本区油气生成、运移和聚集时期基本一致，成为油气聚集的有利场所，油气沿主断裂带分布，局部逆牵引背斜控制油气聚集。油气藏组合类型，构造带的主要断裂下降盘部位为逆牵引背斜油气藏，上升部位一般为断块油气藏和古潜山油气藏，而其倾没部位发育岩性上倾尖灭油气藏。在纵向上，储集层物性下低上高，原油性质是下好上差，一般情况下，上部中新统馆陶组、明化镇组为高渗透稠油藏，下部渐新统东营、沙河街组为中等渗透性稀油藏。

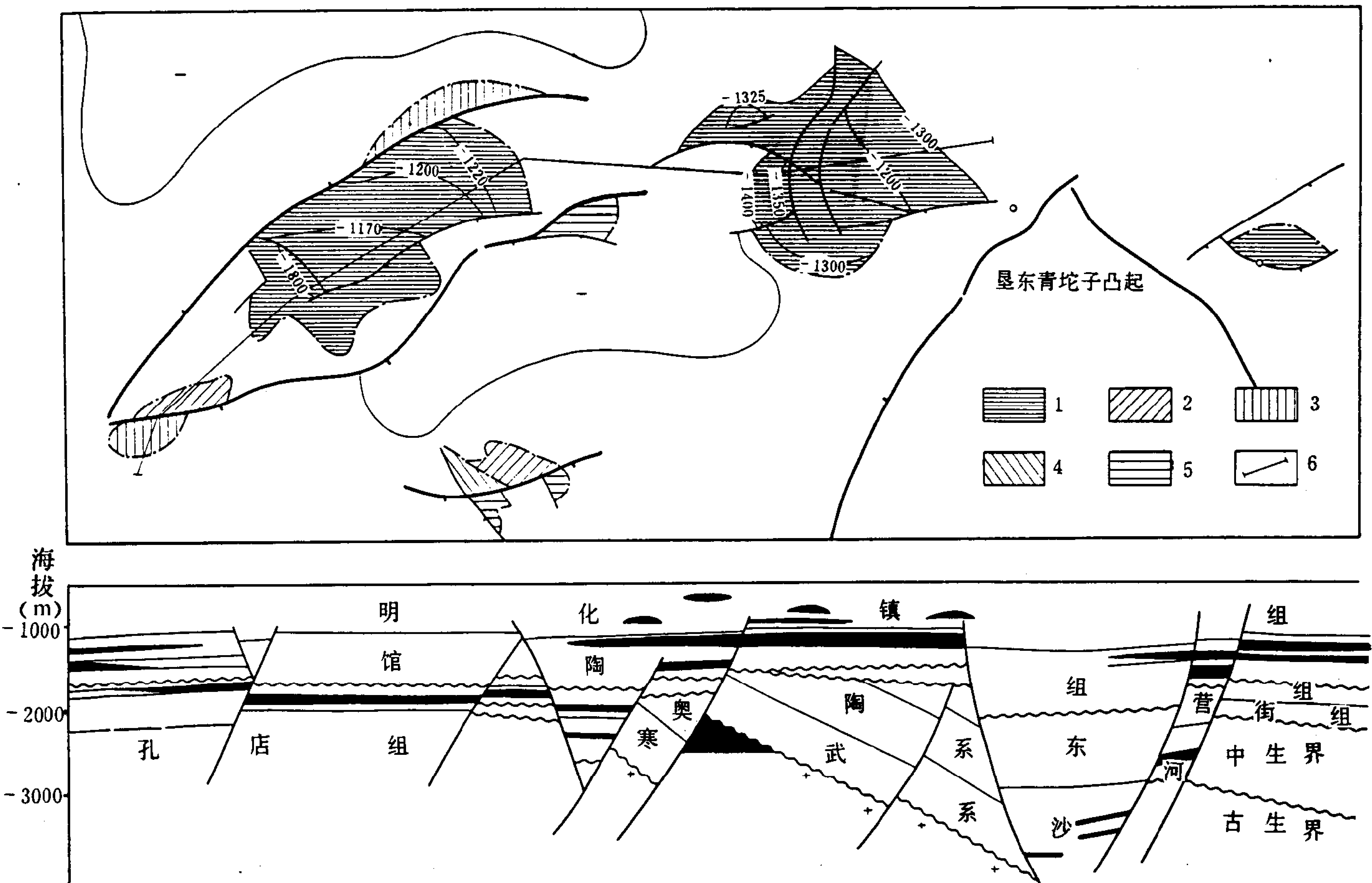


图 5-22　披覆背斜构造复式油气聚集带分布图

1—上第三系；2—沙一段；3—逆牵引背斜油藏；4—古潜山油藏；5—断块油藏；6—剖面位置

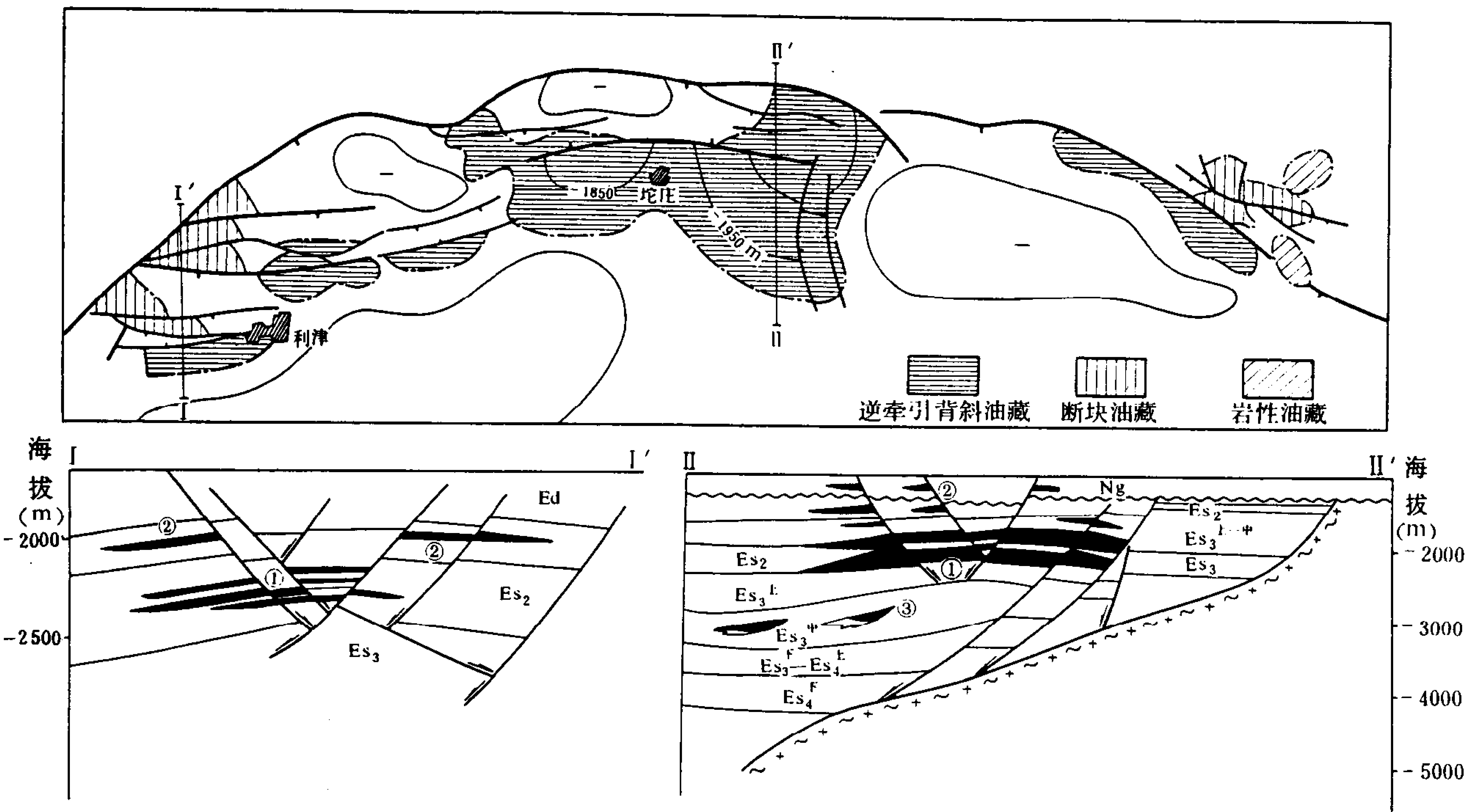


图 5-23　逆牵引背斜复式油气聚集带分布图

1 逆牵引背斜油藏；　2 断块油藏；　3 透镜体岩性油藏

胜坨—永安镇逆牵引背斜构造为主体的复式油气聚集带位于东营凹陷北部，它的形成主要受胜北、永北两条渐新世断裂带所控制，断层断距 800～1000m，在主断裂带下降盘由东向西分布了永安镇、胜利村、坨庄、利津北和店子等五个逆牵引背斜，局部构造最大圈闭面积 $30km^2$，一般约 $5km^2$，闭合度一般 100～200m。

本带紧邻长期稳定持续下沉的生油凹陷，发育沙一段和沙三段等二套生油岩系，油源十分丰富。本带逆牵引局部构造主要形成于东营组末期，与油气生成和运移期有机配合，为油气聚集和富集提供了十分有利的条件。本带又处于永安镇—胜利村沙二段三角洲砂岩体主体和前缘带，在平面上向西、向南于利津、店子一带砂岩厚度逐渐减薄、尖灭，相应地岩性变细，物性略为变差。胜坨沙二段油藏，为一个大面积、大幅度的逆牵引背斜构造，又处于三角洲砂体的主要部位，含油井段长（560 余米），油层厚度大（60～80m 以上），油气富集程度高，单位面积油气丰度高达 $5.5\times10^6t/km^2$，而利津北和店子为小面积、小幅度的逆牵引背斜，与三角洲砂体前缘带相结合，含油井段较短（60 余米），油层厚度仅 20～30m，油气富集程度较低，单位面积油气丰度（0.95～1.35）$\times10^6t/km^2$。在纵向上本带还是不同类型储集体叠置分布地区。沙三段透镜体浊流砂体主要分布在构造带翼部，形成数量较多的透镜状岩性油藏。沙一段为生物蛹状灰岩、馆陶—东营组沼泽相河道砂体发育，但岩性变化大，形成岩性—构造油藏，此外，在利津北、店子和永安镇还发育一些断块油藏。本带原油性质自下而上逐渐变差，东营—馆陶组为次生油藏，油质较重，沙二段油藏为块状油藏，原油性质具顶轻翼重的特点。

三、以断裂构造带为主体的复式油气聚集带

这是一个多种类型复合的油气带，不仅发育断块和断鼻油气藏，还有逆牵引背斜、地层超覆、岩性和构造—岩性等油气藏。如北大港、河西务和临盘—商河等复式油气聚集带。

这类油气聚集带分布在断陷盆地的两个大断块的接合部位，受两条以上主要断裂带控制，为一个地垒型断裂构造带。它们位于两个生油凹陷之间，具有两个以上油气源，供油条件充足。在断块隆起背景上发育多种类型构造圈闭，在断块隆起上发育披覆构造和反向屋脊断块，在主断裂下降盘分布逆牵引背斜、断鼻等构造圈闭，局部构造圈闭数量多，并围绕二级构造带呈半环状或带状分布。在构造带的倾没部位发育地层超覆和岩性圈闭，在下构造层有时还发育古潜山圈闭。空间上二级构造带的多种类型油气圈闭与多个沉积体系和多种类型储集体相配合，在平面上二级构造带往往横跨几个岩相带，与河道砂、湖底扇砂体、三角洲砂体、滩砂、坝砂和粒屑灰岩等不同类型的储集岩体有机配合，有良好的储油条件，构成了一个大型复式油气聚集带，含油气面积达百余平方公里，地质储量达数亿吨，单位面积油气丰度 $1.48\times10^6t/km^2$。油气藏组合类型，在断裂构造带的隆起高部位分布披覆背斜和古潜山油气藏，在主断裂下降盘分布一系列逆牵引背斜和断鼻油气藏，在倾没部位发育断块、地层超覆和岩性等油气藏。北大港复式油气聚集带是一个典型实例（图 5–24）。

北大港复式油气聚集带位于黄骅坳陷中区，被北东和北西向两组断裂带切割，组成一个地垒型断裂构造带，面积约 $600km^2$。本带夹持在板桥和歧口两个生油凹陷之间，又处于两个沉积体系之间，油源充足，发育多种类型的油气圈闭，在纵向上不同层系、多种成因的储集岩体相互叠置，组成多种类型的生储盖组合，为形成多含油气层系和多种油气藏类型叠合连片的大型复式油气聚集带提供了十分有利的地质条件，归纳为以下几个特点：

1）本带位于两种不同母质类型的生油凹陷之间，不仅有充足的油气源，而且控制油气

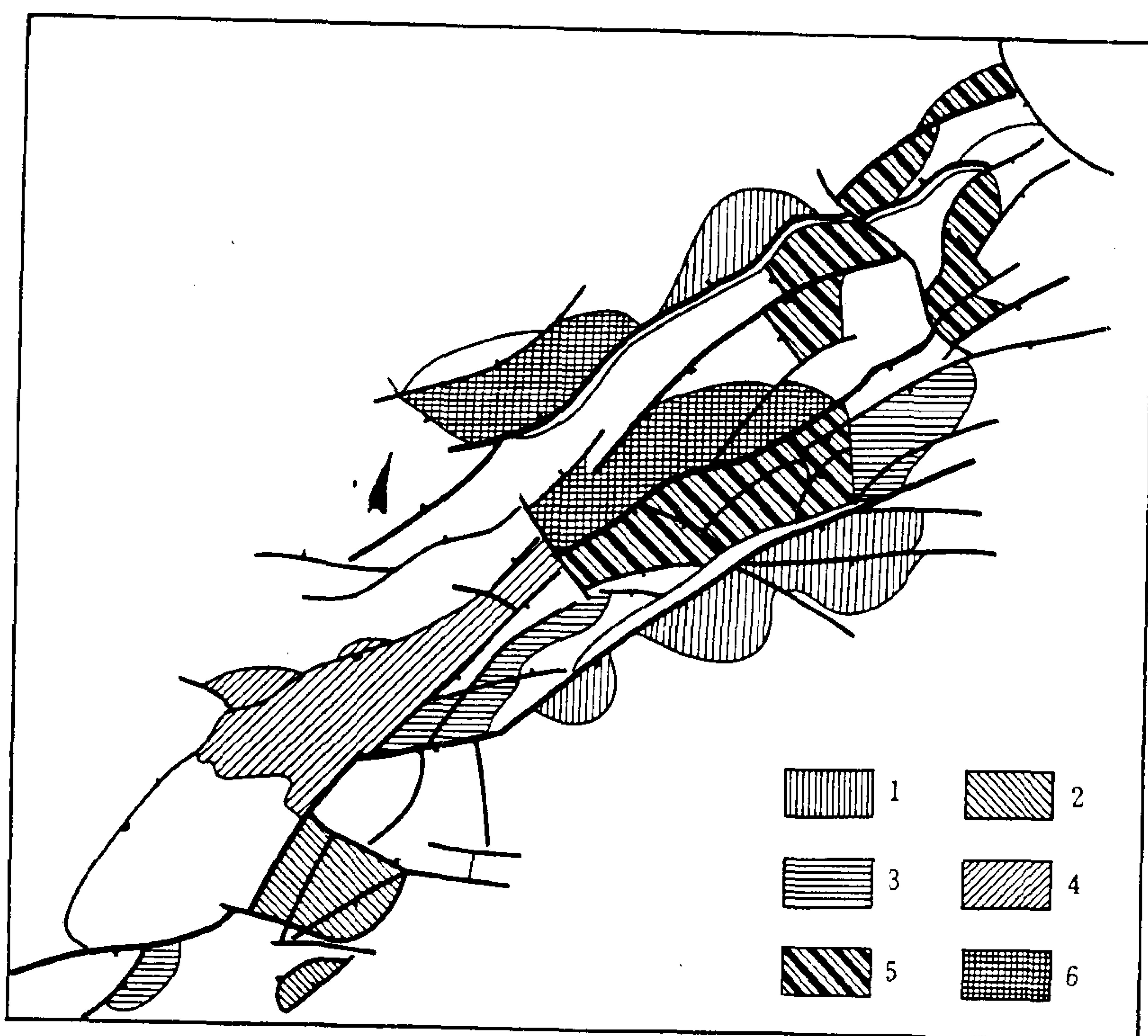


图 5-24　北大港断裂构造带复式油气聚集带分布图

油气藏类型：1—逆牵引背斜型；2—生物灰岩岩性型；3—断鼻型；4—披覆背斜型；5—断块型；6—地层—岩性型

性质分区。

北部板桥凹陷属近陆源较深水湖盆，陆生植物较为发育，母质类型以偏腐殖型的混合型生油岩为主，沙二、三段暗色泥岩属成熟阶段生油岩，有利于凝析油和天然气生成，为此，北大港主断裂带以北地带为油藏和凝析气藏分布区。而主断裂以南的歧口凹陷为持续下降开阔湖盆，水体稳定，湖生生物发育，母质类型以腐泥型和偏腐泥的混合型为主，沙一段和沙三段生油岩埋深大，成熟度高，有机质丰度高，以产液态烃为主，还产少量高成熟凝析油，成为主断裂下降盘一系列构造的油源岩，自上而下原油性质变好，上部为重质稠油，中部为常规原油，而下部为凝析油气。

2）本带处于两种沉积体系交汇处，主要受北部沉积体系控制，发育多种类型储集岩体。

在纵向上本带处于沙二、三段湖底扇，沙一段生物鲕灰岩发育区，东营组三角洲砂体的主体部位和馆陶—明化镇组河流—沼泽相砂体相互叠置分布区，这类储集岩体又与沙一段和沙三段生油岩体相配置，组成了以“自生自储”为主的成油组合，其次还发育“下生上储”和“新生古储”等成油组合。

3）断裂构造带的不同部位发育了多种类型油气圈闭。

在大港主断裂下降盘发育一系列逆牵引背斜（马东、马西）和鼻状构造（白水头、唐家河、六间房、周清庄和翟庄子等），环绕二级构造带呈镶边状分布，成为多套含油层系逆牵

引背斜油藏和鼻状构造油藏分布区，在北大港断裂构造上升盘分布港西披覆背斜和滨北断块，相应地为港西上第三系披覆背斜油藏以及293井区和滨北反向屋脊断块油藏，还在倾没部位发育沙河街组岩性上倾尖灭油藏。在北部大张坨断裂带下降盘发育板北和大张坨逆牵引背斜，相应地形成沙河街组逆牵引背斜和背斜岩性凝析油气藏。此外，在港西地区还发现了古生界砂岩和碳酸盐岩含油断块，在整个二级构造带由上第三系明化镇组、馆陶组、下第三系东营组、沙一上、中、沙一下、沙二、三段和古生界石炭—二叠系和奥陶系等九套含油层系，组成了多套含油层系和多种类型叠合连片的复式油气聚集带。

4）油气藏烃类相态有一定的分布规律。

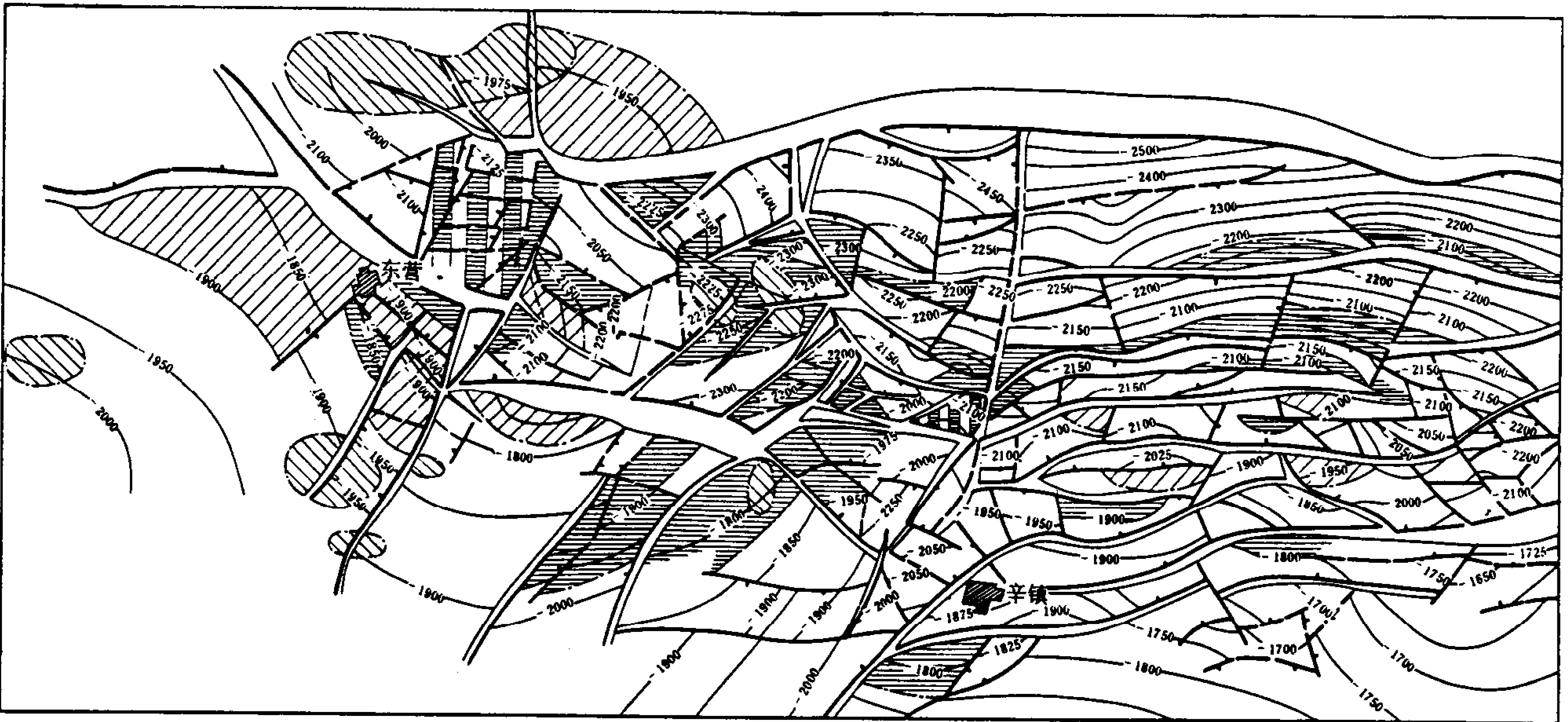
在纵向上，自上而下为重质稠油藏、常规油藏和凝析油气藏。在平面上以沙一段油藏为例，明显地受生油凹陷的母质类型所控制，具有南北分区特征。南部为常规油藏，具有姥／植比为1，高正构烷峰型，主峰碳以C_{23}为主，甾烷成熟度参数较高等特点；而北部高部位向倾没部位原油性质愈来愈好，渐变为带油环的凝析气藏，具有姥鲛烷大于植烷，正构烷烃为低碳单峰型，主峰碳为C_{17}等特点。

四、以底辟拱升背斜构造为主体的复式油气聚集带

这是一种以断块和断块—岩性油气藏为主（其储量占本带地质储量的81～90%以上），次为砂岩上倾尖灭和透镜状岩性等圈闭油气藏的含油带，如东辛、文留、岔河集、柳泉和王场等复式油气聚集带。

这类油气聚集带主要分布在断陷盆地箕状凹陷的中部，其油气富集程度与盖层的封闭性和断裂活动强度有关，在盐膏岩层发育地区，盖层密闭程度好，富含天然气，油气富集程度约2.5×10^6t／km^2。在泥质岩发育区，盖层封闭程度较差，以断块油气藏为主，虽有多套含油气层系，但断块间主力层系各不相同：高产富集断块，含油层系多，油层厚度大，单位面积油气丰度高达3.7×10^6t／km^2；而贫含油断块，含油层系单一，油层厚度薄，单位面积富集程度仅2.5×10^5t／km^2，如东辛油气聚集带（图5–25）。有些构造带处于后期强烈抬升地区，构造带中部地堑分布区为巨厚粗碎屑岩堆积，泥岩隔层和盖层条件较差，地下水活跃、上下串通、矿化度低，造成主要断裂带为开启性断层，断块的封闭性较差，油气富集程度与岩性有关。油气分布较为分散，油气层厚度薄，常以断块—岩性油气藏为主，油气富集程度低，单位面积油气丰度仅（6.7～7.0）$\times10^5$t／km^2，如柳泉油气聚集带。

东辛底辟拱升背斜构造为主体的复式油气聚集带，位于东营凹陷中部，为一个中央断裂背斜带，受两组近东西向的大断层切割，顶部下掉形成地堑，并被北东向和北西向次级断层切割，分割成22断块区185个断块，东西长28km，南北宽7.7km，构造带面积约80km^2。该带已证实六套含油层系，自上而下为馆陶—东营组、沙一段、沙二上、沙二下、沙二段底部和沙三段等，油藏埋藏深度1300～3250m，含油井段最长达2000m。各含油层系油藏类型、储油物性和分布地区不同。沙二段油层（包括沙二上，沙二下和沙二底部）属三角洲砂体，砂岩厚度大，属中高渗透性油层，一般厚度为25～50m，最大地层厚度达100m，空气渗透率（0.8～4）μm^2，以断块油藏为主，仅沙二段底部为断块—岩性油藏，油层分布广，为本区的主要含油层系。沙三段油层为泥岩中的砂岩透镜体，主要分布在构造翼部，具有油层薄、规模较小、原油性质好、压力高等特点，属于透镜状岩性油藏，已发现30余个这类油藏。沙一段油层为豆状砂岩和生物灰岩段，油层分布较为稳定，主要分布在东营构造南北翼，具有油层薄（一般厚度为3～10m）、物性好（有效渗透率高达0.6～6.6μm^2），连通好



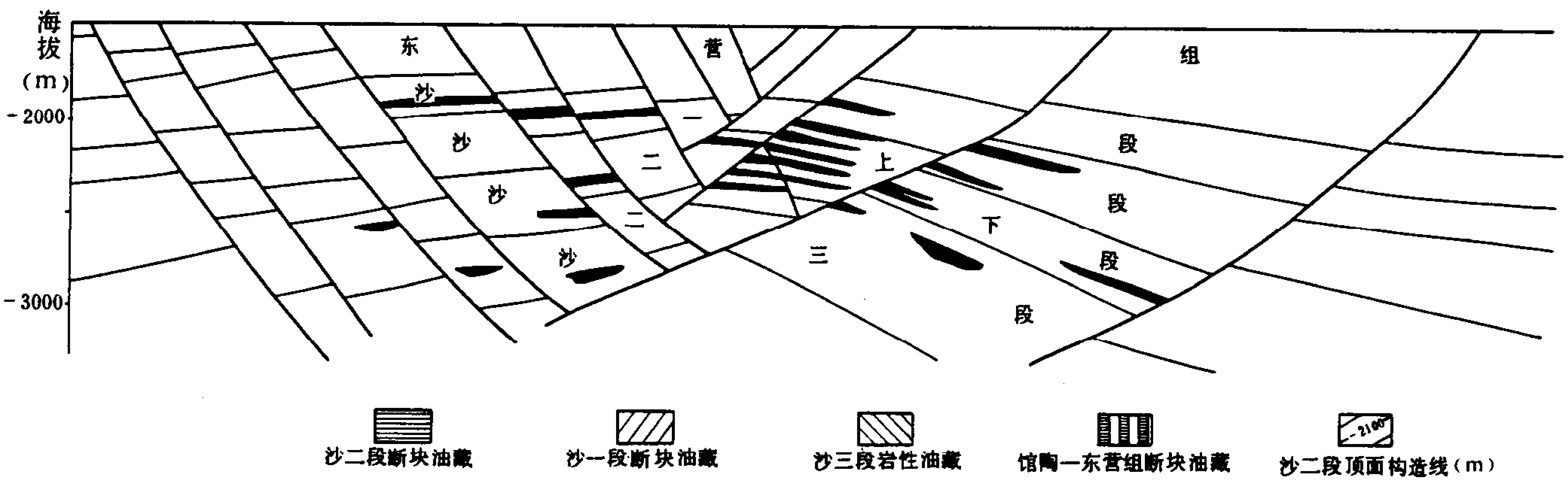


图 5-25 东辛底辟拱升背斜复式油气聚集带（区）分布图

和油质轻等特点，也属于断块油藏。馆陶—东营组油层为河流—沼泽相砂岩，属次生背斜构造油藏，主要分布在构造顶部和地堑的高部位，原油性质较差，油水关系复杂，地面原油相对密度0.94～0.96，粘度877～3140mPa · s。总之，本带是一个以沙一和沙二段断块油藏为主体，次为沙二段底部和沙三段断块—岩性油藏和透镜体岩性油藏以及馆陶—东营组背斜构造油藏的复式油气聚集带。

本带的油气富集和聚集主要受构造带所控制，但各断块之间油气分布的贫富差异较大。一般断块含油面积较大者，油层厚，含油较富集，单位面积油气丰度大于 1.5×10^6t／km^2 以上，最大可达 3.7×10^6t／km^2；断块含油面积较小者，油层薄，含油层位单一，含油富集程度低，单位面积油气丰度一般小于 5.0×10^5t／km^2，但数量众多。

五、以挤压背斜构造带为主体的复式油气聚集带

这种复式油气聚集带是一种以挤压背斜油气藏为主，以构造—岩性、断鼻和裂缝岩性等油气藏为辅的含油带。如萨葡高、老君庙、七个泉—狮子沟—尕斯库勒和胜利井等油气聚集带。

这类油气聚集带主要分布在盆地的中部和边缘地带，特别是在西部挤压型盆地较为发育，在山前坳陷中成带分布。这类构造带由数个走向一致的局部挤压背斜构造组成，有的被逆掩断裂带或逆冲断裂带所复杂化，规模较大，一般均位于和紧邻生油凹陷内部，又与规模较大的三角洲砂体或扇三角洲砂体相配合，形成“自生自储”或“下生上储”成油组合，具有“生储盖圈”配置关系，圈闭形成期与油气生成期以及排烃运移期匹配良好，一般都成为该地区油气最为富集的地带。如松辽盆地大庆长垣油气聚集带，整个构造带普遍含油，北部喇嘛甸、萨尔图和杏树岗构造之鞍部连片含油，组合而成大型挤压背斜块状油藏，而南部葡萄花、高台子、太平屯和敖包塔等构造与三角洲砂体前缘带相配合，形成岩性—构造油藏，而其两侧分布鼻状构造—岩性和断鼻油藏。酒西盆地老君庙油气聚集带实为逆掩断裂带复杂化的挤压背斜复式油气聚集带，是由鸭儿峡、老君庙和石油沟等三个油田组成。油源来自青西和石北凹陷生油岩，中新统白杨河群砂岩为主要含油层，次为白垩系低渗透砂岩和志留系中统裂缝性轻微变质碎屑岩夹碳酸盐岩，组成上第三系、白垩系和前中生界三套含油气结构层系。在不同含油结构层系中形成多种类型油气藏，其中以上第三系挤压背斜油藏为主，其储量占本带地质储量的77%，其次为地层不整合油藏（石油沟上第三系油藏）、断块油藏（鸭509断块油藏）和古潜山油藏等（图5–26）。此外，在柴达木盆地柴西地区和鄂尔多斯盆地西缘均发现了一些挤压背斜复式油气聚集带，如七个泉—狮子沟—尕斯库勒复式油气聚集带和马家滩—大水坑以及胜利井复式油气聚集带等。

大庆长垣复式油气聚集带位于松辽盆地中央坳陷区内大庆长垣之上，为一个以挤压背斜油藏为主的复式油气聚集带，从北向南由喇嘛甸、萨尔图、杏树岗、高台子、太平屯、葡萄花和敖包塔等七个油田组成，一般称为大庆油田，主要含油层系为下白垩统萨尔图、葡萄花和高台子油层，属中部含油气组合，埋深约1000～1200m。

大庆油田是我国最大的油田，也是世界上最大的陆相油田，它具有十分有利的形成条件，油源十分丰富，大型背斜圈闭和大型三角洲砂体相配合，形成良好的生储盖组合，背斜形成期与油气大规模生成和运移期紧密配合，成为油气富集的有利场所，油气富集程度高，整个二级构造带控制油气分布。总之，生油、储集层、圈闭、油气生成、运移和保存条件十分优越，具有形成大型复式油气聚集带的有利地质条件（图5–27）。

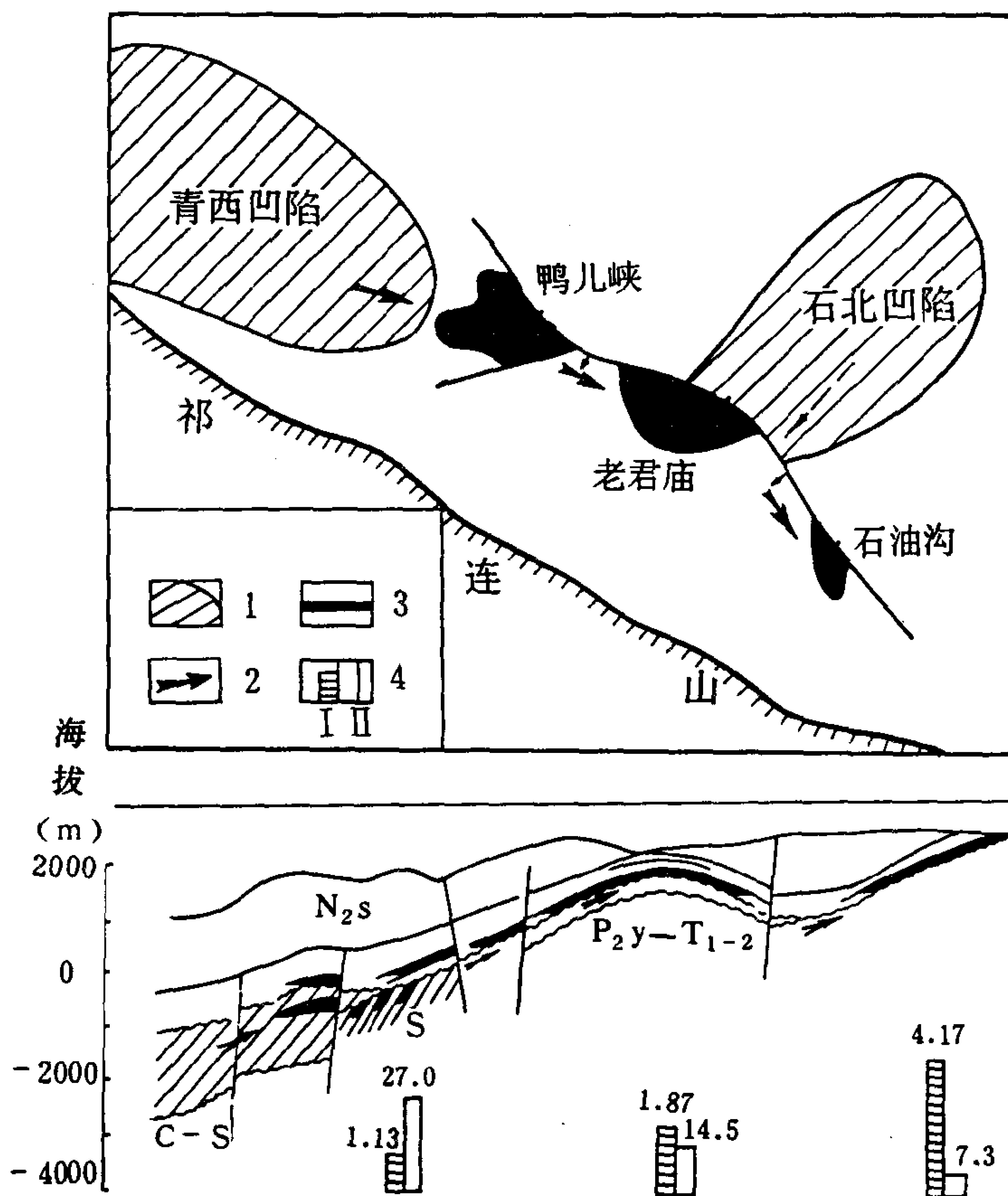


图 5-26 挤压背斜复式油气聚集带分析图

(以老君庙油气聚集带为例)

1—生油凹陷；2—运移方向；3—油层；4—I 表示 C_{22} 以上 / C_{23} 以下，II 表示叶啉的含量

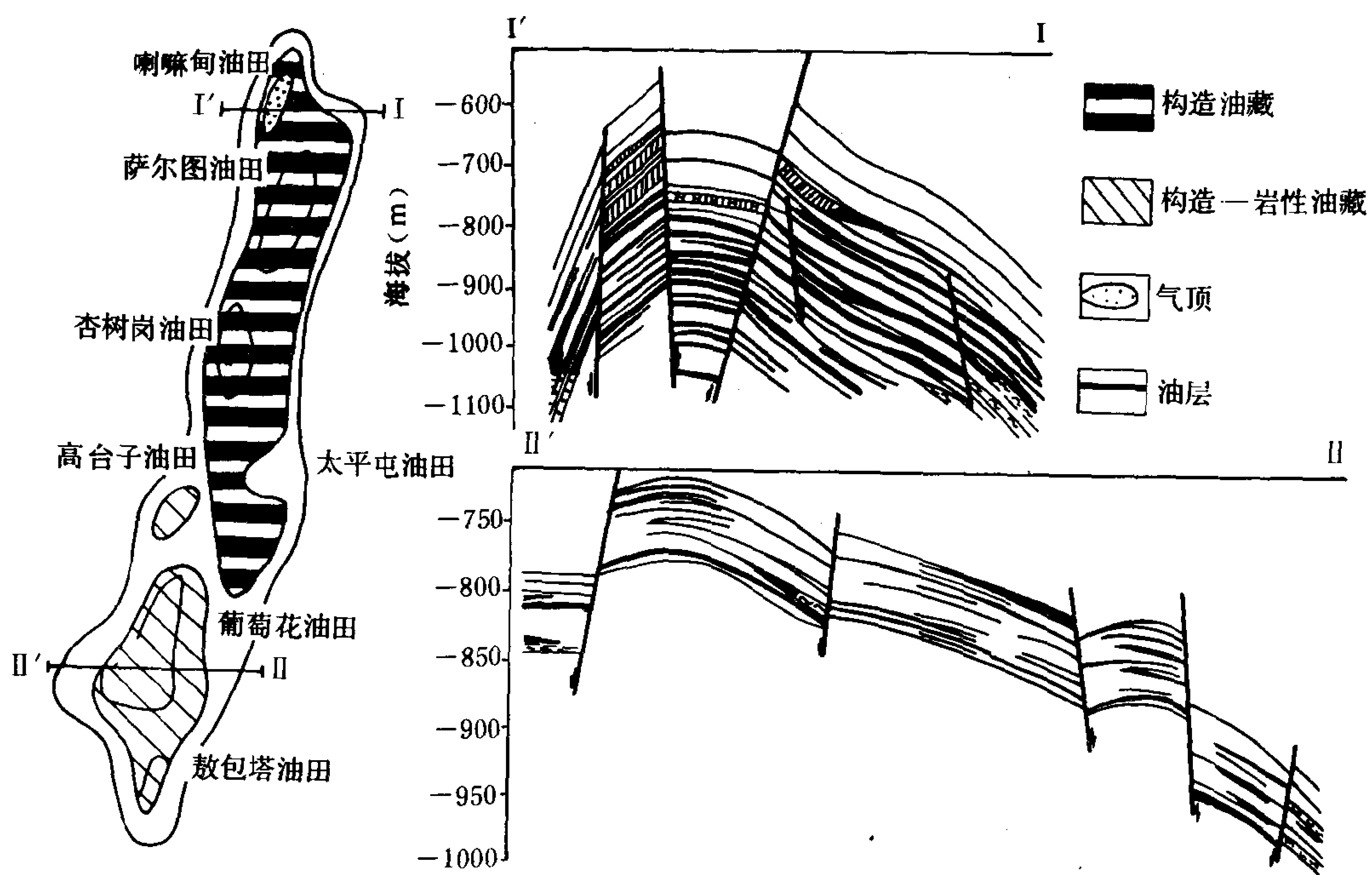


图 5-27 大庆长垣复式油气聚集带分布图

1）大庆长垣是位于白垩系青山口组生油坳陷内部的二级构造带。

按嫩江组底面构造形态，该长垣由七个挤压背斜构造所组成，单个背斜构造面积 14.5～264km²，闭合幅度 50～250m，其中萨尔图、杏树岗和葡萄花等三个构造的面积和幅度较大。大庆长垣轴向约北东 20°，南北长 145km，东西宽 10～30km，面积约 2800km²，幅度 524m，长垣构造东翼缓（倾角 2°～7°），西翼较陡（倾角一般为 3°～10°），构造顶部平缓，长垣又处于齐家—古龙和三肇生油凹陷之间，均在白垩系青山口组有利生油区之间，暗色泥岩厚达 500～700m，生油母质类型以腐泥型为主，有机质丰度高，总烃含量大于 0.2%，转化系数（总烃／有机碳）大于 6%，生油岩总体积 12000km³，为大型油气聚集带的形成提供了充足的油源。经各项地球化学指标分析研究，完全证实油源主要来自两侧生油凹陷，大庆长垣成为油气运移和聚集的指向。

2）北部大型三角洲砂体夹在上、下生油岩系之间，埋深适中，不仅生储盖组合好，且储油条件十分优越。

本区萨尔图、葡萄花和高台子油层属松辽北部沉积体系，为一套砂、泥岩间互层，厚度达 300～500m，在坳陷持续稳定的沉积阶段，多次湖进湖退，在盆地北部形成了青山口组—嫩江组河流—三角洲沉积体系，自北而南北部复合三角洲砂体向大庆长垣延展，直接穿插而楔入生油岩体之中，长达 100～200km，在纵向上由 30～40 个三角洲旋回组成，每个旋回厚约 15～30m，平面上约由 20 个左右单三角洲组成，每个三角洲面积为 100～500km²，成为有利的油气聚集场所，三角洲砂体夹在青山口组和嫩江组一、二段等上下两套生油岩系之间，嫩江组一、二段黑色泥岩厚 300m，可作为良好盖层，组合而成“自生自储”式成油组合形式，自北而南复合三角洲砂体可分为曲流河道砂体、分流河道砂体、三角洲前缘砂体的河口坝、内前缘席状砂和外前缘席状砂以及三角洲间席状砂等类型，随着砂岩岩性由粗变细，单层厚度由大变小，储油物性逐渐变差，砂岩连通程度也变差。

3）挤压背斜构造带与三角洲砂体的不同部位配合，形成不同类型油气藏。

北部喇嘛甸、萨尔图、杏树岗等大面积和大幅度背斜构造与三角洲的中厚层块状砂体相配合，形成背斜构造块状油藏，这三个背斜构造的油气分布受二级构造带控制，其鞍部普遍含油，具有统一的油气水界面和统一的压力系统，自上而下依次分布气顶、纯油段、稠油段、油水过渡带和底水，油藏的含油面积大，含油高度大，一般均大于 200m，油层单层厚度一般大于 20m，最大达 50m，单位面积的地质储量较大，油田富集程度高。南部高台子、太平屯、葡萄花和敖包塔背斜构造，断层发育，断距约 20～30m，与三角洲前缘薄层席状砂体相配合，由于油层薄，横向变化大，除了构造高点控制油气富集以外，断层对油气分布起分割作用，不同的断块具有不同的油气水界面和不同的压力系统，局部地区由于砂岩变化大，在背斜构造背景上形成构造—岩性油藏，南部是由构造、断块和岩性等多种类型油藏组成，一般油层较薄，单位面积储量较小。综上所述，大庆长垣是一个以挤压背斜油藏为主、辅以断块和岩性油藏的复式油气聚集带。

4）构造形成期与烃类大量生成、运移和聚集时期紧密配合，有利于油气富集。

六、以砂岩上倾尖灭带为主体的复式油气聚集带

是一种以砂岩上倾尖灭油气藏为主，辅以断块和粒屑灰岩岩性等圈闭油气藏的油气聚集带，如双河、高升和张港—黄场等油气聚集带。这种类型的油气聚集带一般分布在盆地和断陷斜坡带或者大型隆起和二级构造带的围斜部位，主要受三角洲砂体和湖底扇砂体的前缘或

侧翼砂体尖灭带、或者沿地层上倾方向渗透层相变为非渗透层岩性分布带所控制。在陆相湖盆中三角洲砂体和湖底扇砂体都为复合型砂体，砂岩体前缘带直接楔入凹陷生油岩系中，为此，岩性圈闭夹持在生油岩的围岩之中，形成良好的生储盖组合条件。所生成的烃类排烃效率高，经一次运移，并直接聚集在岩性圈闭中，油气富集程度高，原油性质具有原生性。为此，在一定的构造背景下，区域性砂岩上倾尖灭带成为油气聚集场所。如泌阳凹陷双河油气聚集带是由双河湖底扇砂岩体的朵叶前缘尖灭带与断陷西部斜坡带相配合而形成，每一个朵叶都相应的形成砂岩上倾尖灭油藏，西部为双河砂岩上倾尖灭油田，而邻近深凹陷部分为赵凹和安棚油田。高升砂岩上倾尖灭复式油气聚集带是由渐新统莲花油组砂岩上倾尖灭油藏和高升油组粒屑灰岩岩性油藏组成的含油带，张岗—黄场砂岩上倾尖灭油气聚集带是由潜江凹陷三角洲砂体前缘带与黄场背斜带相配合而成的含油带（图 5—28）。

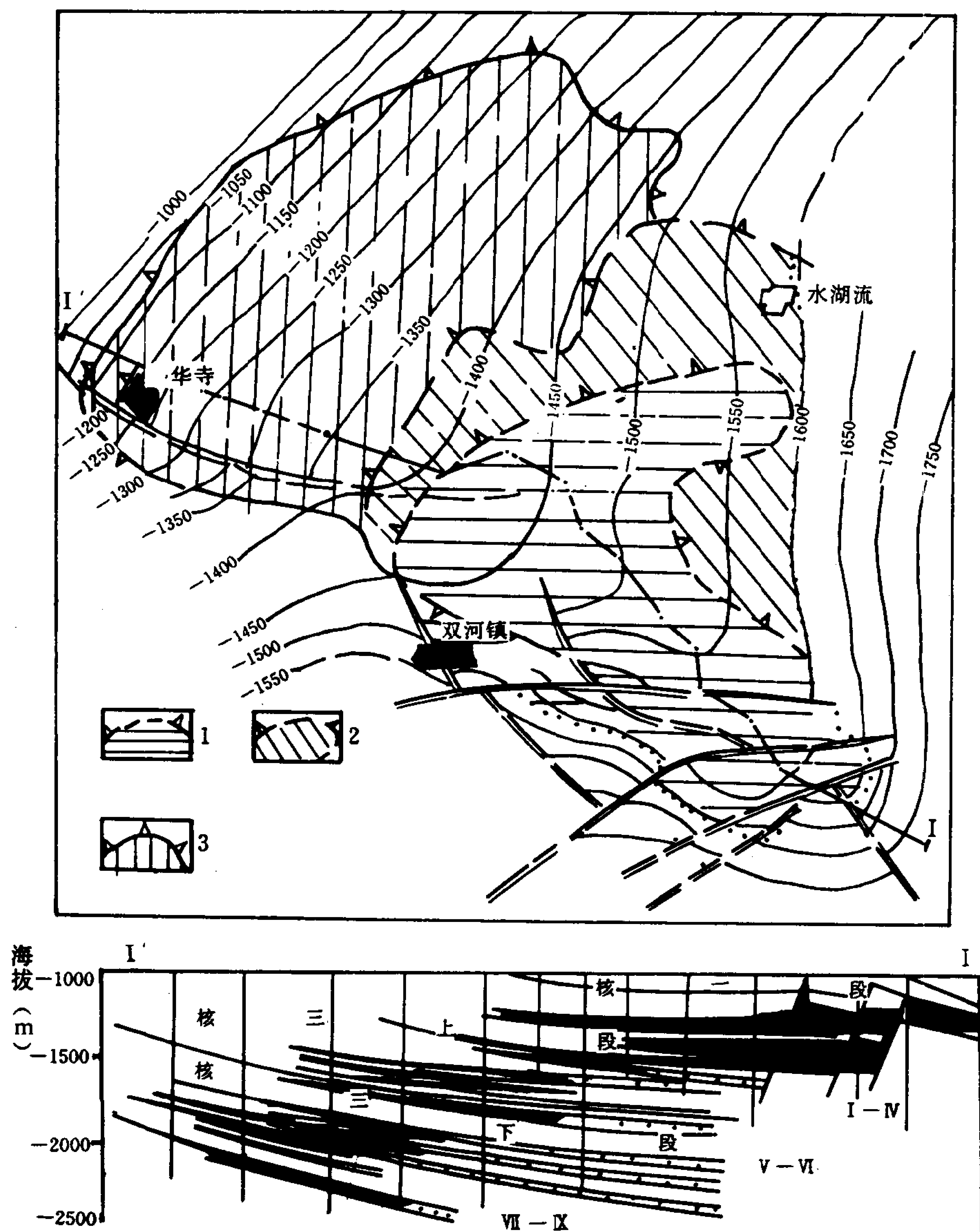


图 5-28 双河砂岩上倾尖灭带为主的复式油气聚集带分布图

1—I—IV油组含油范围；2—V—VI油组含油范围；3—VII—IX油组含油范围

双河砂岩上倾尖灭带为主的复式油气聚集带位于泌阳凹陷南斜坡的双河镇鼻状构造带，走向为北西向，构造带面积约 80km^2，由东南向西北方向构造形态渐变平缓，为一个单斜，构造幅度相应地变小，以致消失（幅度 150m）。始新统核桃园组三段为本区的主要含油岩系，双河湖底扇砂岩体的岩性尖灭带与凹陷斜坡带或鼻状构造相配合，形成了双河镇和赵凹等砂岩上倾尖灭圈闭油气藏，组成双河砂岩上倾尖灭油气聚集带，成为本区主要油气聚集带，其地质储量约占全凹陷储量的 80%左右。

双河湖底扇是始新统核二、三段的复合砂岩体，其层理构造、粒度特征和沉积序列具有明显的洪水浊流性质，砂岩体共有九个油层组，由 91 个砂岩层组成，地层总厚度可达 1300m，在平面上由扇根、扇中和扇端三部分组成，其形态是由三个朵叶组成的扇形体，最大分布面积约 120km^2。在湖盆水进条件下各油层组砂岩体的分布范围自下而上逐层向扇根收缩，分布面积变小，下部 7～9 油组砂体的分布面积为 120km^2，中部 5～6 油组砂体的分布面积 100km^2，而上部 1～4 油组砂体的分布面积 70km^2。储油物性变化由扇根向扇中变好，随着岩性由粗变细，即由砂砾岩变为中细砂岩、粉砂岩，分选程度由差变好，孔隙度和渗透率亦由差变好，一般以扇根中部物性最好，在扇端部分由于岩性变细，砂层变薄，甚至尖灭于泥岩之中，泥、钙质含量增加，使物性又渐趋变差，在砂岩尖灭线附近，砂岩渗透率趋近于零，构成良好的封闭条件。在湖底扇沉积后，由于早第三纪末期的强烈块断翘倾活动的结果，使凹陷斜坡进一步抬升，造成砂体产状明显地向北西方向上翘，致使各油层组的砂岩尖灭线都具有上倾尖灭的特点，在剖面上凹陷斜坡各油层组的砂岩尖灭线（北东走向）与鼻状构造带的等深线（北西向）相切，形成砂岩上倾尖灭圈闭条件，成为油气聚集场所。

在湖盆水进条件下，湖底扇砂体前缘带直接插入深湖相生油岩体中，在其上部又被区域性的泥岩盖层所覆盖，组成砂、泥岩互层式的生储盖组合，其中泥岩层的连续厚度一般不超过 30 余米，形成了良好的生储盖配置关系，这对油气生成、运移和聚集十分有利。在下第三系廖庄组末期核三段生油岩埋深已达 2100m 以上，大部分生油岩已进入生油成熟阶段，在埋深 2100～2400m 是本区液态烃生成带，在此深度范围内又是泥质岩中的粘土矿物由蒙皂石向伊利石转化阶段，开始排出大量结晶水，形成了异常高压排液带。因而从核三段中生成的烃类，以结晶水为载体，以初次运移方式进入砂岩储集层中。根据盆地剩余流体压力异常研究，该盆地中部剩余流体压力高达 190MPa，并向盆地边缘逐渐降低，说明凹陷中生成的烃类，以砂岩为其疏导层，向湖底扇前缘运移聚集，形成了双河和赵凹砂岩上倾尖灭油藏。这种类型的油藏具原生性特点，其原油性质具有油质轻、高含蜡和高凝固点等特征，原油相对密度为 0.84～0.87，含蜡量为 20～45%，凝固点 18～44.5℃，胶质沥青质含量为 3～19%。

双河油田是本带的主要油田，是由多个油层组组成的岩性油藏复合体。核三段油层可分为九个油层组，其平均孔隙度在 20%以上，空气渗透率（350～1130）$\times 10^{-3}\mu m^2$，核三段中下部砂岩层组（4～9 油层组）的尖灭线与斜坡带相配合，形成了砂岩上倾尖灭油藏;上部砂层组的砂岩尖灭线与鼻状构造相配合，形成构造—岩性油藏，九个油层组的含油范围自下而上由西向东南迁移，层位逐渐变新。

七、以粒屑灰岩岩性圈闭为主的复式油气聚集带

是以粒屑灰岩油气藏为主，次为断块、地层超覆和披覆背斜等油气藏的油气聚集带，如周清庄—王徐庄油气聚集带（图 5–29）和东营凹陷南部斜坡带的粒屑灰岩油气聚集带。

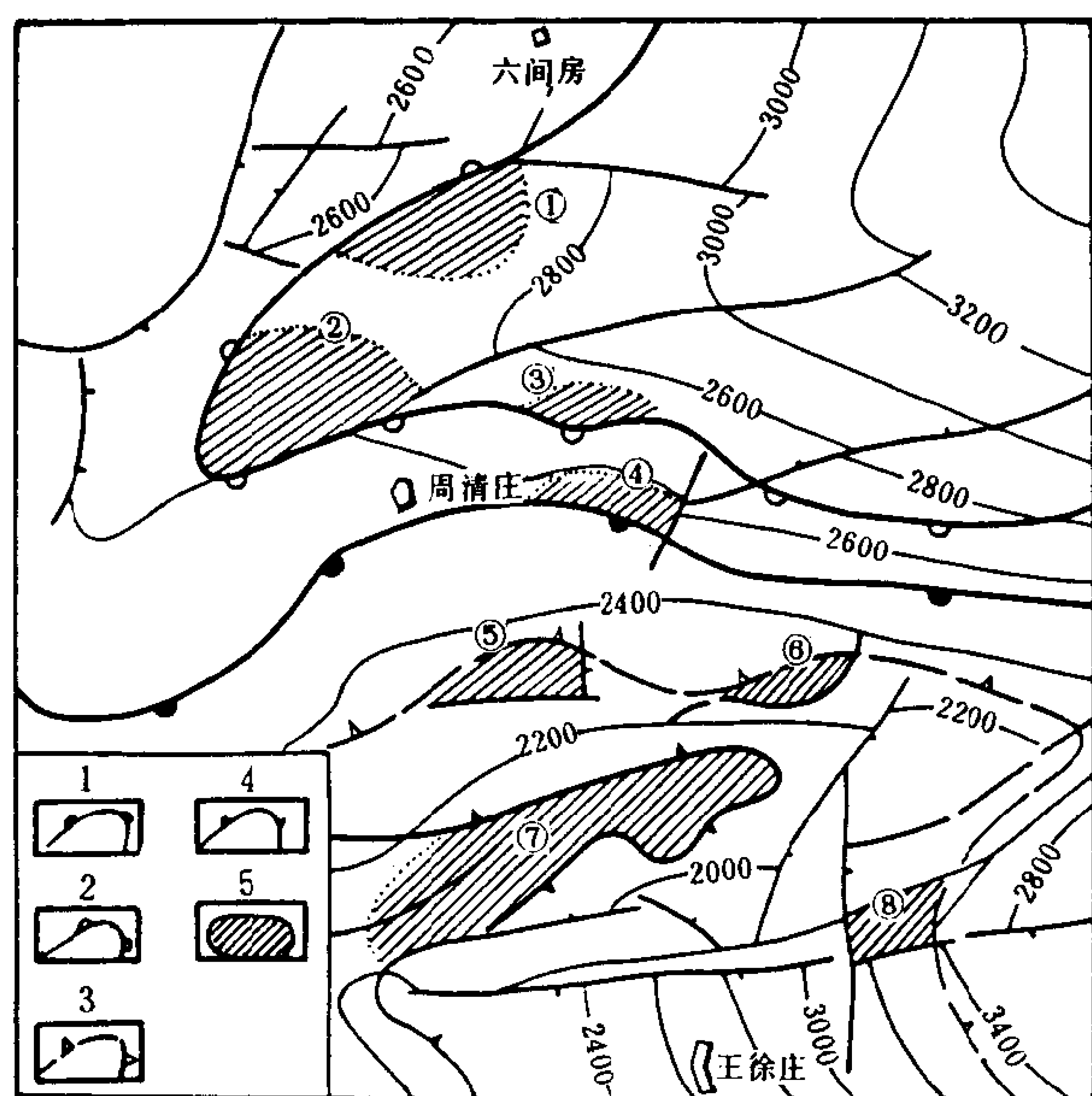


图 5–29　周清庄—王徐庄粒屑灰岩岩性圈闭为主的复式油气聚集带分布图

1—Ⅳ油层超覆线；2—Ⅲ油层超覆线；3—Ⅱ油层尖灭线；4—Ⅰ油层尖灭线；5—油层分布范围

油藏名称：①周清庄；②歧 25；③歧 93；④歧 26；⑤歧 49；⑥歧 647；⑦王徐庄；⑧歧 15

这类油气聚集带分布在盆地或凹陷斜坡带的粒屑灰岩和藻礁灰岩发育区，储集层厚度大，储集性能好。在沉积压实和次生胶结作用下，使粒屑灰岩相变成为储集性能较差的岩性致密带，呈弧形或弯曲状展布，与盆地或凹陷斜坡带和隆起围斜部位相配合，形成一系列粒屑灰岩岩性圈闭，成群成带分布。这类圈闭的油源来自同时代生油岩，油源丰富，经初次运移，油气聚集在岩性圈闭中，形成了以粒屑灰岩岩性油藏为主的油气聚集带。单个油藏规模大小不一（数至数十平方公里），油层厚度薄，但油井产量高，酸化效果明显，是一种高产油气富集带。

周清庄—王徐庄粒屑灰岩岩性油气藏为主的油气聚集带位于歧口凹陷西北部、北大港和南大港两个断裂构造带之间，为一个平缓的斜坡带，在此斜坡带上发育了一系列断鼻构造，其规模大小不一，如周清庄、歧 25、歧 26、歧 647、王徐庄等断鼻构造。

渐新统沙一段下部是一套以湖相碳酸盐岩为主的沉积，按岩性组合特点可分为上下两层，上部为一套特殊岩性（油页岩、钙质页岩、白云质灰岩、泥灰岩和深灰色泥岩间互层），下部为粒屑灰岩，又可细分为四个小层，即Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ层，粒屑灰岩是本区主要含油层系，它的分布和发育完全受古湖盆、古地形、古水动力条件以及陆源物质补给程度的控制。

粒屑灰岩属湖盆水进条件下的超覆沉积，古地形控制了粒屑灰岩的分布和发育。本带粒屑灰岩逐层向沙三段时期的古隆起斜坡带超覆，在斜坡带的低部位粒屑灰岩厚度大，层数多，层位老；而斜坡带的高部位粒屑灰岩厚度小，层数变少，层位变新。随着水体扩大和加深，湖盆岸线和粒屑灰岩分布区不断向古陆方向迁移，早期粒屑灰岩发育区成为后期隐晶质灰岩分布区，而后期粒屑灰岩发育区位于古斜坡的更高部位。为此，周清庄地区是Ⅲ和Ⅳ层粒屑灰岩分布区，Ⅰ和Ⅱ层隐晶质灰岩分布区，王徐庄地区处于古斜坡高部位，缺失下部Ⅲ和Ⅳ层，仅发育Ⅰ和Ⅱ层粒屑灰岩，而二者之间为Ⅱ和Ⅲ层粒屑灰岩发育地区，粒屑灰岩分布局限，具有层变特点，在其上倾和下倾部位均可相变为泥岩、泥灰岩或隐晶质灰岩，这为粒屑灰岩岩性遮挡圈闭的形成提供了有利的地质条件。

目前，已在本带发现了周清庄、歧 25、歧 93、歧 26、歧 49、歧 647、王徐庄和歧 15 等七个粒屑灰岩岩性油藏，并围绕歧口凹陷呈半环状分布，由凹陷向高部位粒屑灰岩的含油层位由老变新，本带的含油圈闭都与湖岸线附近的古鼻状构造和粒屑灰岩上倾或下倾致密带有关，这些圈闭又邻近生油凹陷，具备形成粒屑灰岩岩性油气聚集带的有利条件（图 5–29），主要为以下几方面：

1）这类圈闭都处于古隆起构造带上，其断鼻构造属同生构造，形成时间早，成为油气

运移和聚集的指向；

2）粒屑灰岩是一套水进式沉积的产物，在纵向上粒屑灰岩迅速地为泥岩或隐晶质灰岩所覆盖，形成良好的生储盖组合；

3）粒屑灰岩储油物性好，原生粒间孔隙和溶蚀孔隙较为发育，孔隙度在15%以上，有效渗透率也较高；

4）本带油藏规模大小不一，数至数十平方公里，油层厚度薄，十米至数米，但油井产量高，酸化后效果显著，单井日产油百吨以上。

八、以透镜状岩性圈闭为主的复式油气聚集带

是一种以透镜状岩性油气藏为主，辅以断块—岩性和构造—岩性油气藏的含油带，如松辽盆地三肇凹陷、东营凹陷六户、牛庄和利津洼陷、沾化凹陷桩西洼陷、歧口凹陷等透镜状岩性油气藏为主的复式油气聚集带。

这类油气聚集带均分布在盆地和凹陷中部的低洼部位，受三角洲砂体前缘和湖底扇砂体外缘的河口坝、远沙坝和滑塌浊积体发育带控制。这类砂岩体规模不大，成群成带分布，纵向上砂岩成层组出现，平面上交错叠置分布，实为暗色泥岩中的透镜状砂岩体发育带。这些岩性圈闭形成时间早，又邻近丰富的油源。在生油岩排烃过程中，富含二氧化碳气和有机酸的水溶液改造这类砂体，产生溶蚀的或裂缝性的孔隙，致使储油物性变好，有利于油气富集，在盆地和凹陷中部形成数量众多的透镜状岩性油藏，还发现一些断块—岩性和构造—岩性油藏，组合而成复式油气聚集带。绝大部分为原生型油气藏，油质轻，粘度小，油层具异常高压。如东营—郝现和六户地区透镜状砂岩岩性油气聚集带。

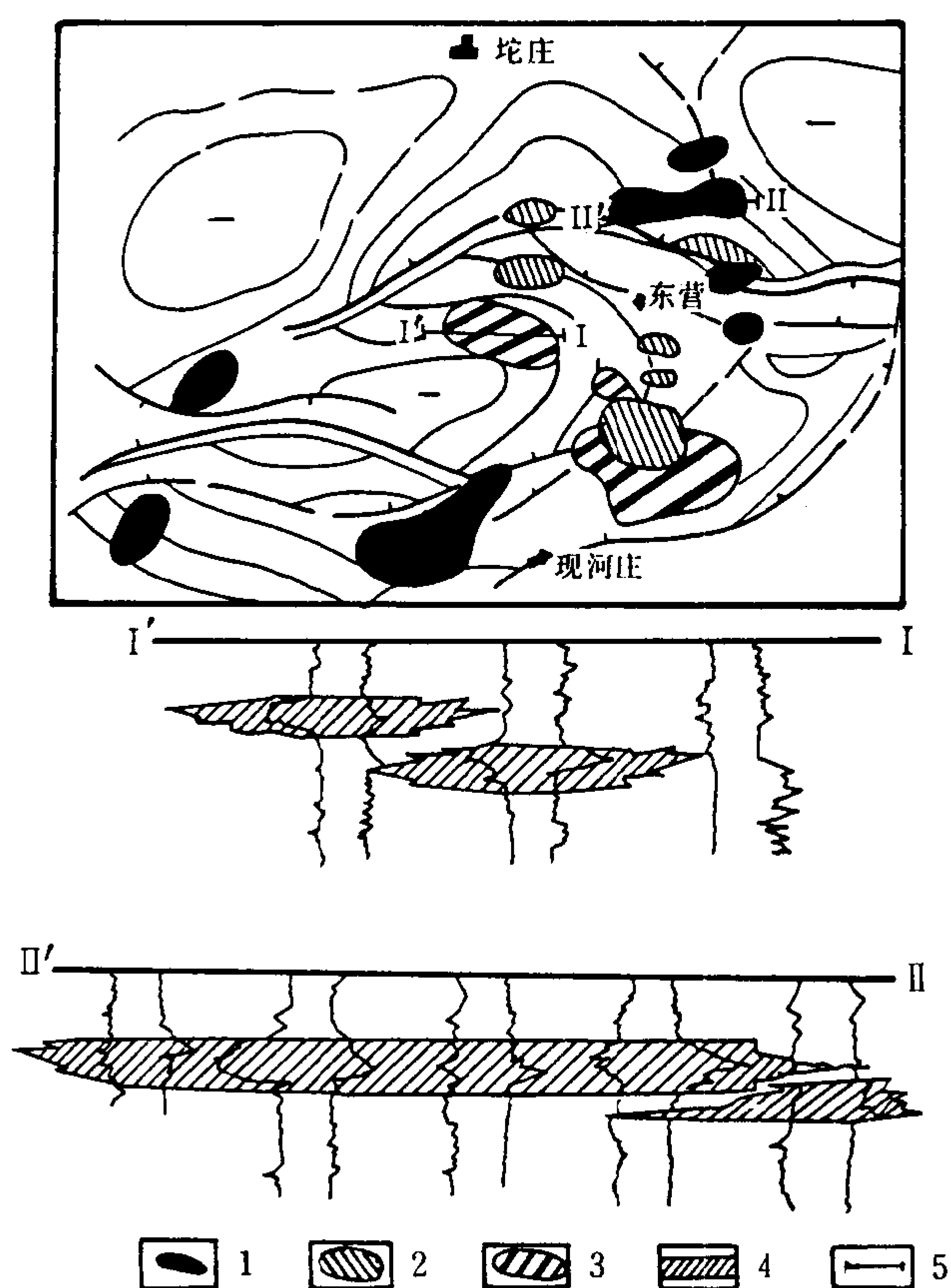


图 5-30　东营—郝现透镜状岩性圈闭为主的复式油气聚集带分布图

1—上高压油层组；2—中高压油层组；3—下高压油层组；4—油层；5—剖面位置

东营—郝现透镜状砂岩岩性油气聚集带位于东营凹陷中央隆起带西部，呈北东—南西向分布，长约20km，宽10km，面积200km^2，主要目的层为沙三段中、下部湖相泥岩中的透镜状砂岩体，已发现152个透镜状砂岩体，其中82个含油，且成群成带分布，形成了透镜状砂岩油藏聚集带（图5-30）。

在沙三段中、下部沉积时期，本带正处于湖盆中部，在持续稳定的沉降活动和温暖潮湿的古气候条件下，湖盆水体逐渐加深、水域不断扩大，形成了一套较深湖相深灰色和褐灰色

泥岩，并富含介形虫化石，微细层理发育。本带砂岩分布主要受古地形的低洼处控制，并呈带状延伸，方向性强，具有明显的下切和冲蚀现象，砂岩见斜层理和波状层理，含泥砾、炭屑和植物叶。说明透镜状砂岩体的成因主要与盆地周围北东向或近东西向河流水系的潜流或河道底流有关，为离湖岸较远的流水搬运沉积。

这类砂岩体实为深湖相暗色泥岩中的透镜状砂体，平面上呈不规则形态，剖面上顶平底凸，砂岩厚度变化梯度大，向四周迅速尖灭。本带沙三段中、下部油层可分为四个油层组（上高压油层组、中高压油层组、下高压油层组和沙三段下部油层组），包括 50 个油砂层，152 个砂岩透镜体，其中营 2 井透镜状砂体最大，为一个东西向的椭圆形砂岩透镜体，中心部位砂岩厚度 25m 以上，长轴 5～6km，短轴 2～3km。砂岩体是由细、粉砂岩、泥质粉砂岩和泥岩等正韵律层组成，砂岩层数少，厚度大，泥质胶结为主，储油物性相对较好，孔隙度 17～24%，渗透率（60～160）$\times 10^{-3}\mu m^2$。

透镜状砂岩体属早期原生性岩性圈闭，四周为湖相生油岩体所包围，形成自生自储的成油组合，这类圈闭具有油源近、油气运移距离短、油气藏形成时间早等有利条件，透镜状砂岩油藏的特点是：①透镜状砂岩体规模小，含油面积一般小于 $5km^2$，油层厚度薄，一般小于 5～10m，单位面积油气丰度较低，小于 $40\times 10^4 t/km^2$；②纵向上油水分布主要受今构造控制，其高部位含油，低部位为油水同层或含水；③圈闭封闭程度严密，具有原油性质好、压力系数高的特点，本带原油相对密度为 0.85～0.88，粘度 20～40mPa · s，压力系数 1.56～1.65。

九、以古河道砂岩岩性圈闭为主的复式油气聚集带

在不同时代的沉积过程中，由于河流水系作用，往往将盆地内部下伏老地层切割而成河道或河谷，并在河道中充填了一套准同期冲积、沉积物，它们是由砾岩、砂砾岩、砂岩、粉砂岩和泥岩间互层组成，具有下粗上细沉积特点。古河道砂岩与下伏湖相暗色泥岩生油层呈不整合接触，组合成“下生上储”成油组合，其上部又被泛滥平原相砂质泥岩和泥岩所覆盖，形成了较好的盖层条件。它们的圈闭条件主要受岩性变化带、河岸侧翼不整合遮挡和断层遮挡等因素控制，组成古河道砂岩岩性圈闭为主、辅以地层不整合圈闭等多种类型的圈闭带，油气藏主要沿古河道方向展布，且成群成带分布，组成以古河道砂岩岩性为主的复式油气聚集带，鄂尔多斯盆地侏罗纪古河道砂岩聚集带即是我国陆相盆地中的典型实例。

马岭古河道砂岩岩性圈闭为主的复式油气聚集带位于鄂尔多斯盆地西南部的一个平缓鼻状构造带，由三个局部鼻状构造组成，构造简单，幅度微弱，走向为北东东向，产层为侏罗系延安组砂岩，自上而下可分为八个油层组，其中延 10 组为本区主力油层。本带储集层分布、生储盖组合、圈闭条件以及油气藏形成都与侏罗纪古河道密切有关。

鄂尔多斯盆地是在稳定地台基础上发育起来的一个大型内陆盆地，在晚三叠世时期，沉积了一套湖相深灰、灰绿色泥岩、油页岩和粉砂岩间互层，富含有机质，为本区主要生油层系，三叠纪末期印支运动使盆地抬升，经受强烈侵蚀，形成丘陵起伏、沟谷纵横的古地貌景观，其相对高差约 300m，在此古地理背景上发育了若干条古河道水系，本区处于古陕甘宁河与庆西支流交会处，成为河道砂岩发育有利地区。

侏罗系下部延 10 组为一套典型的河流相沉积，其沉积物厚度和岩性、物性变化完全受古河流水系控制。在河道中部为河床相粗碎屑岩沉积，砂砾岩厚度大，分选极差，胶结物含量高，渗透性能较差，并向河道两侧斜坡砂砾岩厚度变薄，岩性变细；在古斜坡地带发育滨

河床浅滩相中细砂岩沉积，砂岩分选较好，储集性能最佳，孔隙度15～20%，渗透率0.01～0.1μm^2，最大可达数二次方微米；在古隆起顶部为河漫滩相粉细砂岩或泥质粉砂岩，砂岩厚度变薄甚至尖灭，泥质含量增高、部分含硬石膏，渗透性能大大降低，一般在$0.01\times 10^{-3}\mu m^2$左右，形成河道砂岩致密带，成为油气封闭地带，部分砂岩超覆于河岸不渗透遮挡层，有利于河道砂岩岩性圈闭的形成，这些底砾岩层不仅储集性能好，还直接不整合在延长统生油岩之上，构成"下生上储"成油组合。古河道切割下伏生油岩系的面积和深度越大，底部砂岩与生油岩系接触面积越广，油气运移窗口也越大，来自生油岩的油气也越多，紧邻侏罗系不整合面的古河道砂岩体成为油气运移聚集的有利场所。经分析，原油饱和压力和油气比由低向高逐渐变小，而原油相对密度和粘度渐趋增大，说明存在油气向岩性圈闭侧向运移的过程。

本带的油气分布主要受今构造鼻状构造带和河道砂岩发育带两个因素控制，油源主要来自下伏延长统生油岩，鼻状构造背景上河道砂岩岩性圈闭是油气运移聚集场所，本带成为以河道砂岩岩性油藏为主、其它类型地层岩性油藏为辅的油气聚集带，含油范围达数百平方公里，在本带北区、中区和南区已发现大小不等的岩性油藏数十个，其中以延10组砂岩岩性油藏为主，该油藏地质储量约占本带总储量的60%以上，此外，还分布有河岸非渗透层遮挡岩性油藏和透镜状岩性油藏。本带的原油性质好，具有低胶质沥青质、低含硫和高含蜡等特点。原油相对密度0.834～0.852，粘度一般2.0～4.8mPa · s，胶质沥青质1.05～2.71%，含硫量小于0.1%，凝固点18～24℃（图5-31）。

马岭北区为鼻状构造背景上的砂岩上倾尖灭油藏，延10组油层的分布主要受古河道边滩相砂岩和鼻状构造等因素控制，含油层逐渐向古河道两侧斜坡超覆和尖灭，岸边河漫滩泥岩是油气的良好遮挡层，形成边滩砂岩岩性油藏，油层平均厚度约10m，储集性能较好，孔隙度15～20%，渗透率（0.01～0.2）μm^2，最高可达2μm^2，单井日产油量可达数十吨，最高可达200t。

十、以地层超覆不整合"基岩"为主体的复式油气聚集带

此带又称为"古潜山"油气聚集带，是一种以古潜山油气藏为主，其地质储量占本带总储量的65～90%左右，次为披覆构造、逆牵引背斜、断块和地层超覆等油气藏的油气聚集带，如东胜堡—静安堡、苏桥—信安镇、任丘—鄚州、南孟—龙虎庄和南马庄—河间—留路北等古潜山复式油气聚集带。

这类油气聚集带主要分布在盆地的下构造层断块体或古地貌隆起上，是一种高产富集油气聚集带，在东部断陷发育区下部构造层的时代、性质和特点深刻地影响其后期地质的发育、构造形变或块断活动、上覆沉积岩性岩相以及有机质热演化等特征，也不同程度地影响油气的形成与分布。渤海湾盆地是在地台基础上发育起来的断陷盆地，为地层超覆不整合"基岩"油气藏最发育的地区，具有其特殊的成油规律。

渤海湾第三系盆地位于华北地台东部，结晶基底是由下元古界和太古界的片麻岩、混合花岗岩和变粒岩等变质岩系组成。其上部又覆盖了巨厚的中上元古界和古生界碳酸盐岩为主的地台型沉积，厚约数公里，其岩性刚脆性较大，成为本区下构造层。印支运动后，本区经历了中、新生代三次块断运动（即晚侏罗世—早白垩世、始新世和渐新世），形成了翘倾断块体，断块体之间的差异升降幅度一般可达数百至数千米，而在断块体翘倾部分遭受强烈的剥蚀和风化，使前第三系断块体剥蚀成复杂的古地貌形态，特别是下第三系沉积前的古岩溶

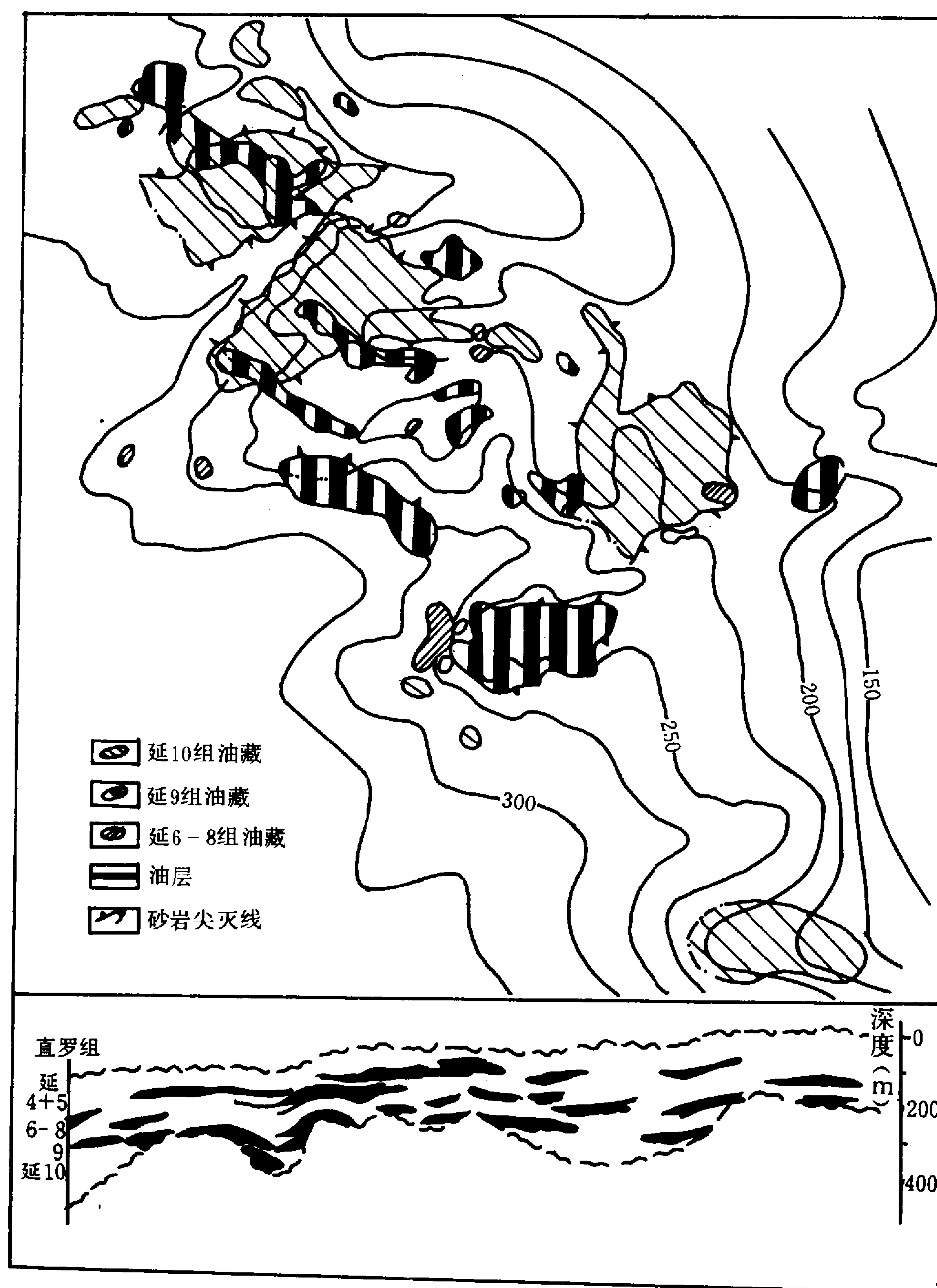


图 5－31　马岭古河道砂岩岩性圈闭为主的复式油气聚集带分布图

作用，使不同岩石类型组成的前第三系断块体经受了不同程度的物理、化学风化，形成孔、洞、缝发育的储集岩体。在始新世和渐新世块断活动时期，在块断体下倾部分形成断陷，沉积了下第三系生油岩系，并逐层向块断体翘倾部位超覆，甚至大面积披盖，形成区域性盖层，构成地层超覆不整合圈闭和"新生古储"成油组合。油源来自下第三系生油岩系，前第三纪不整合面和断层面是油气运移的通道。油气富集程度和油气藏类型与其邻近生油凹陷的距离和储集岩体的岩石类型有关。所有这些地质现象都成为形成不整合油藏的重要条件，它们具有广泛的区域性石油地质意义。

在东部断陷发育区，这类复式油气聚集带有一定的分布规律。在断陷中部分布“凹中山”型古潜山油气聚集带，其油气藏组合类型以古潜山块状或层状油气藏为主，在其披盖层中发育披覆背斜、地层超覆和岩性油藏，在基岩断裂下降盘分布逆牵引背斜和断块油气藏，如任丘和东胜堡—静安堡古潜山油气聚集带。在断陷缓坡带分布“坡上山”型古潜山油气聚集带，其油气藏组合类型以古潜山和披覆背斜油气藏为主，次为断块和岩性油气藏，如义和庄、苏桥—信安镇和曙光—欢喜岭等古潜山油气聚集带。在断陷陡坡带发育“断阶山”型古潜山油气聚集带，其油气藏组合类型以古潜山内幕断块油气藏为主，次为断块和逆牵引背斜等油气藏，如南马庄—河间—留路北和何庄—深西等古潜山油气聚集带。

曙光—欢喜岭古潜山油气聚集带位于渤海湾盆地辽西凹陷西部斜坡，受北东向和北西向两组“基岩”断裂带控制，是前第三纪“基岩”构造层内部的古潜山带。自北而南分布有曙光、杜家台、齐家、欢喜岭和鸳鸯沟等古潜山，在西部斜坡前第三系“基岩”内部发育一组西倾“基岩”断裂，并与东南倾斜的北西向断层相配合，形成数排翘倾块断山。在断块山东侧往往发育一组重力滑动断裂，把翘倾断块山改造成为地垒山，每一个断块山就是一个被沙河街组三、四段生油岩系围限的古潜山，形成良好的生储油组合与圈闭条件，成为油气运移聚集的有利地带。

随着断块活动和剥蚀强度的差异，组成本带的古潜山地层的时代和岩性是各不相同的，并由北向南有一定的分布规律。北段为中上元古界地层，其西侧为青白口群下马岭组石英砂岩和蓟县群铁岭以及雾迷山组碳酸盐岩，东侧为长城系大红峪组石英岩和变余石英砂岩；南段为下元古界—太古界花岗岩和花岗片麻岩，局部地区还上覆中生界地层。

不同岩石类型古潜山储集岩体的储油物性好坏，主要是与其岩石性质、块断活动强度和风化、淋漓及剥蚀等物理化学作用密切相关。在一般情况下，碳酸盐岩溶蚀缝洞发育，储集性能好；石英砂岩以构造裂缝为主，储集性能较好；花岗岩和火山岩储集性能较差。这对古潜山油气富集程度及其油藏类型有一定影响。

本带古潜山成油组合以“新生古储”为主，油源来自沙河街组三、四段生油岩，根据原油中的藻类和孢粉资料，发现粒面球藻、副渤海藻和皱锥藻等早第三纪化石，一般本带古潜山储集层与生油层之间存在着玄武岩或薄层红色泥岩隔层，只有古潜山顶部缺失这套地层，使生油岩直接与古潜山接触，才能形成理想的供油窗口，其接触面积愈大，供油条件愈好，油气富集程度也相对愈高。此外，断层也可成为供油窗口。

古潜山储集体的岩性、物性特点决定了油藏的含油特点和油气富集程度，本带的储集岩体是由不同时代、不同岩性组成，相应地形成曙光白云岩油藏、杜家台石英砂岩油藏、齐家和欢喜岭花岗片麻岩油藏等，它们的含油性有一定差异，并组成曙光—欢喜岭古潜山油气聚集带。

曙光古潜山油田的内部地质结构较为复杂，由上元古界白云岩、泥灰岩、页岩和砂砾岩间互层组成，其中泥灰岩和页岩为古潜山内部的隔层，相应地形成了相互分割的四个条带状的层状油藏，呈北东向展布，油藏形态较为规则，具有统一的油水界面和压力系统，有活跃的底水。白云岩是本油田的主要储集层，储油物性好，单井日产量高。杜家台和齐家古潜山油藏，其储集层以风化裂隙和构造裂缝为主，一般由多个裂缝系统构成，潜山内部含油不规则，往往没有底水或边水，天然驱动能量较弱，本带保存条件较好，又临近生油凹陷，原油性质较好，原油相对密度 0.83～0.85，粘度 5～7mPa · s，含蜡量 20%，含硫量 *0.2～0.09%* (图 5–32)。

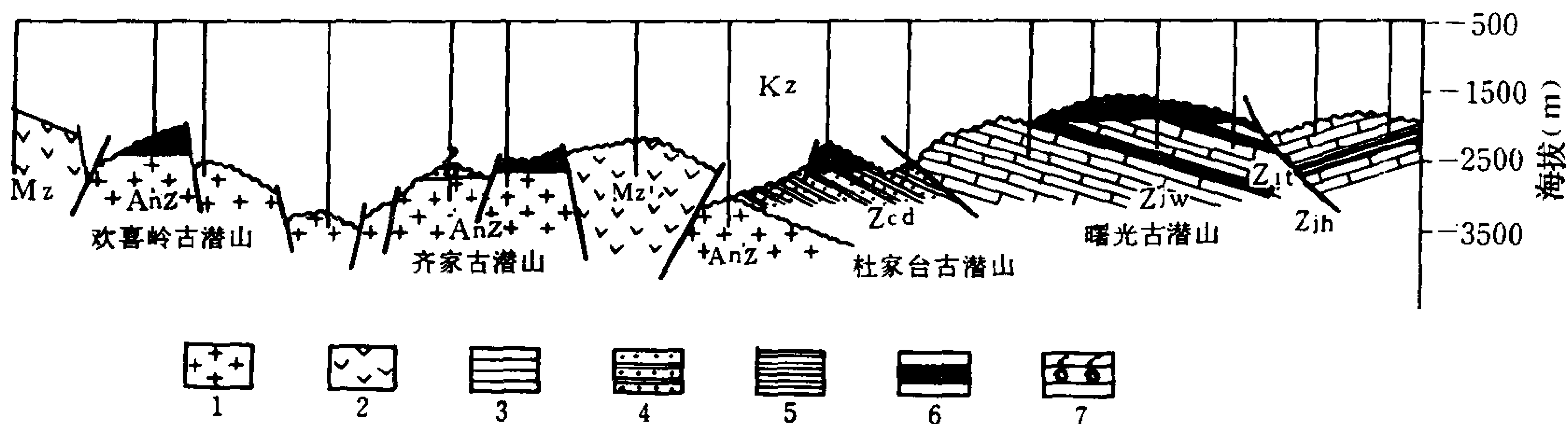
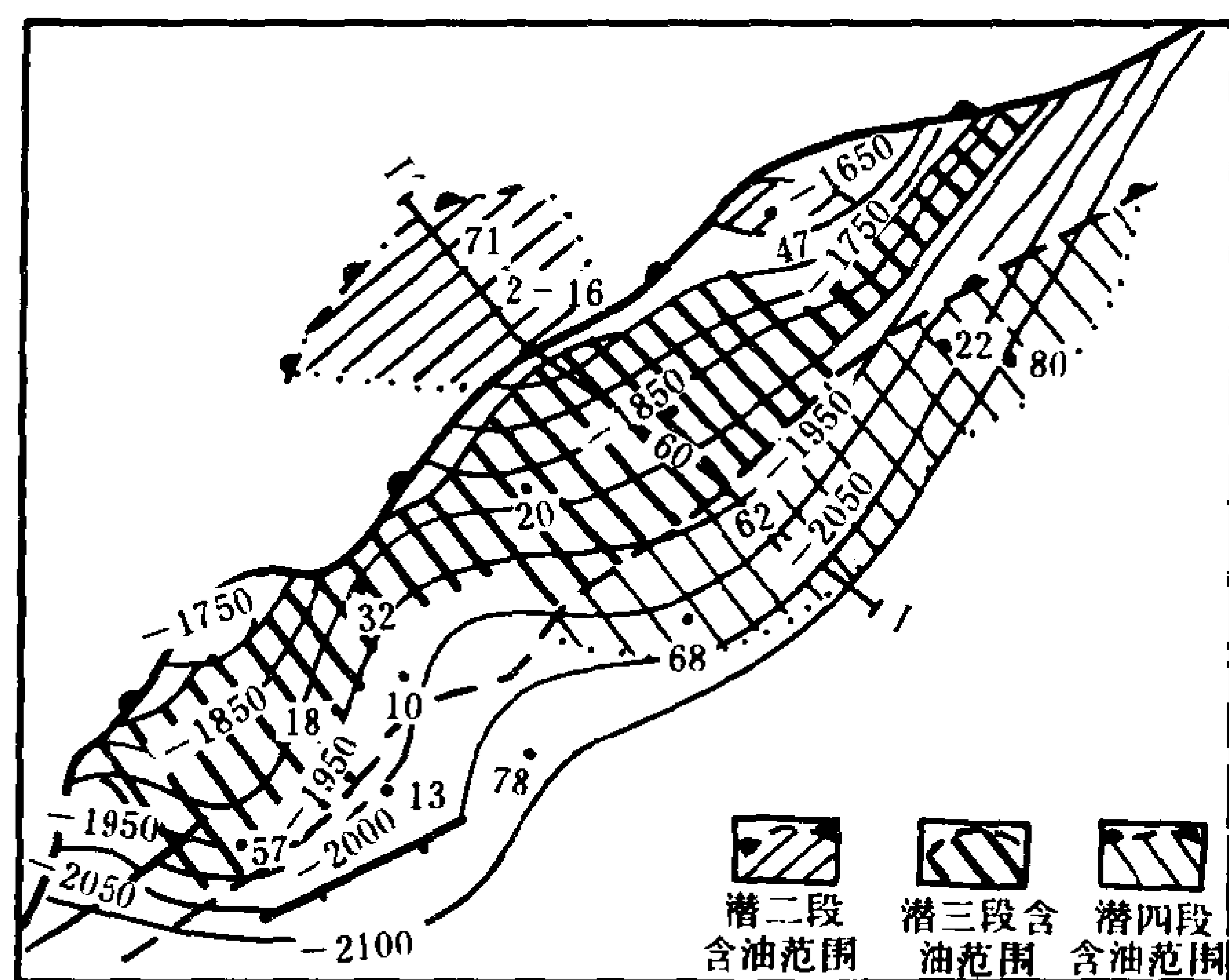


图 5-32 曙光—欢喜岭古潜山为主体油气聚集带分布图

1—花岗岩；2—火山岩；3—碳酸盐岩；4—石英砂岩；5—页岩；6—油层；7—气层

十一、以地层超覆圈闭为主的复式油气聚集带

这是一种以地层超覆油气藏为主，次为断块和断块—岩性油气藏的油气聚集带，如单家寺、尚西、陈家庄南和钟市油气聚集带（图 5-33）。



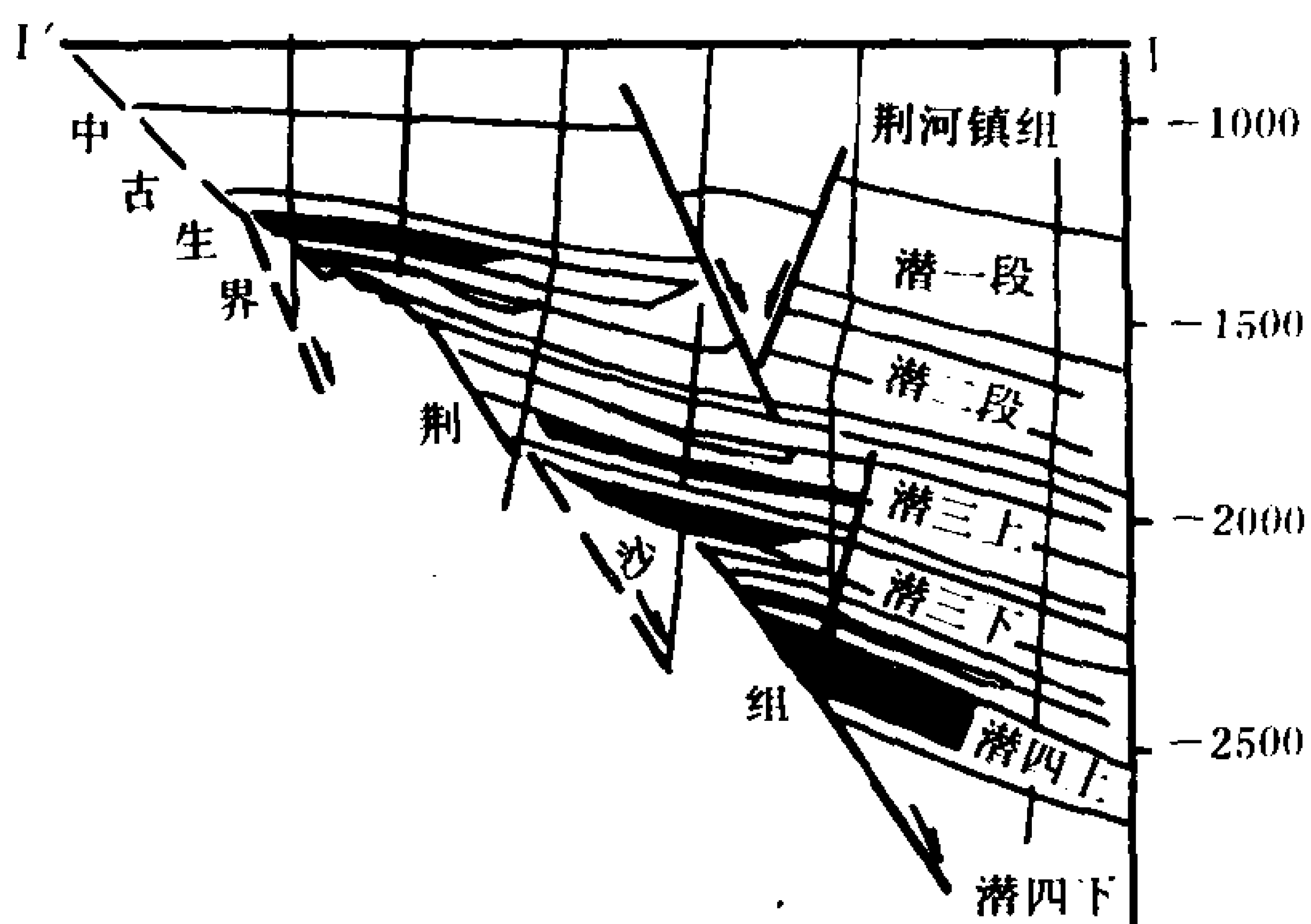


图 5-33 钟市地层超覆圈闭为主体的复式油气聚集带分布图

这类油气聚集带主要分布在盆地的斜坡带和潜伏隆起或构造带的围斜部位，在盆地发育过程中本带存在多次沉积间断和地层超覆不整合，自下而上地层逐层向古斜坡超覆，在沉积上还发育一系列洪、冲积扇和扇三角洲砂体，沿边缘呈串珠状分布，在其上部又超覆沉积了区域性不渗透泥质岩盖层，具有侧向或底板封堵条件，使本带地层超覆线与斜坡的鼻状构造和断鼻构造相配合，形成以地层超覆圈闭为主的多种类型地层岩性圈闭。这些地层超覆圈闭都处在水陆交替或湖盆岸线附近，紧邻生油凹陷，砂岩楔形体又直接插入生油岩体中，油气生成后，经一次排烃，直接聚集在地层超覆圈闭之中，形成油气聚集带。油气藏组合类型，斜坡带内侧为地层超覆油气藏，在断裂发育地带有时分布断块—岩性油藏，边缘为不整合油藏。

钟市地层超覆圈闭为主体的油气聚集带位于潜江凹陷西北部，是潜北断阶带西端的一个鼻状构造带，有东、西两个局部高点组成，构造高点位置自下而上向北偏移，构造闭合面积和幅度自下而上变小。潜北断阶带为一南掉的断阶，又是潜江组

沉积前的断阶侵蚀面。在水进条件下潜江组地层自下而上逐层超覆在荆沙组断阶侵蚀面上，愈向构造高部位，超覆时代愈新。超覆不整合面以下为一套棕红色泥岩夹薄层砂岩或粉砂岩，成为良好的底板遮挡层。

潜江组地层属盐湖沉积，本区处于单向物源控制下的三角洲砂岩体前缘带，其走向与潜北断阶带相互平行，使其侧翼砂岩尖灭带和超覆不整合带与鼻状构造等深线呈反弧形相切，形成地层超覆为主和岩性上倾尖灭为辅的多种类型地层岩性圈闭带。

本区是由多油层组和多种类型油气藏组成的复式油气聚集带，随着潜江组地层自下而上逐层超覆，构造部位愈高，含油层位愈新。北部（倾没部位）以潜二段油层为主，中部为潜三段油层，南部为潜四段上部油层为主。不同层位的油藏控制因素不同，潜四段上部为地层超覆不整合油藏，潜二、三段为地层岩性混合油藏。不同油层组均有各自的油水界面，油层物性较差,为白云质胶结的粗细粉砂岩，空气渗透率（170～430）$\times 10^{-3}\mu m^2$，含油面积 $4km^2$，单位面积油气丰度 $230\times 10^4 t/km^2$。

十二、以地层不整合圈闭为主的复式油气聚集带

这是一种以地层不整合油藏为主，以地层超覆、古潜山、断块—岩性等圈闭油气藏为辅的含油带，如准噶尔盆地西北缘红山嘴—乌尔禾、渤海湾盆地曙光、欢喜岭和金家等油气聚集带。

这种类型的油气聚集带主要分布在盆地斜坡带的边缘，在沉积上这类斜坡带具有下超上剥的特点，还发育扇三角洲、湖底扇和洪积扇等多种成因类型储集岩体，相互叠置，逐层超覆。在后期强烈构造运动过程中，使边缘不同时代地层遭受剥蚀，当含油岩系的不整合面之上存在泥质岩覆盖层或者存在稠油封堵层时，才能成为油气富集地带，油源主要来自同期生油岩系。地层不整合油藏规模大，油质较重，在其下倾部位还发育其它类型的地层—岩性油藏，油质较好。

以地层不整合油藏为主的曙光复式油气聚集带（图 5–34）位于辽西凹陷西部斜坡中段，是一个古鼻状构造隆起背景上发育起来的断裂鼻状构造带，被北东向和北西向（近东西向）两组断裂复杂化，切割成五个断块，为一个多含油层系和多种油藏类型的复式油气聚集带（区），已发现六套含油层系：即中、上元古界石英岩、白云岩和角砾岩油层，沙四段中上部杜家台油层，沙三段下部莲花油层，中部大凌河油层,沙二段兴隆台油层和上第三系馆陶组油层，埋深 500～1600m 以上。按油气分布特点可分为四个区块，其中曙一区是一个典型的重质稠油区，而其余几个区为含常规油的分布区。

西部斜坡是一个早期沉陷、后期抬升的斜坡带，具有下超上剥的特点。早第三纪早期沙四段上部至沙三段中部沉积时，湖盆水体逐渐扩大，以超覆沉积为主，逐层超覆在斜坡带前第三纪古潜山的不同时代地层之上。沙三段上部至东营组湖盆逐渐缩小，沉积岸线自西向东依次逐步迁移，有利岩相带的位置自下而上依次向东偏移，东营组末期整个断陷翘倾抬升，边缘部分遭受不同程度的剥蚀，后为上第三系砂砾岩不整合覆盖。

本区处于不同时代多种类型砂体叠置分布区，砂岩发育、埋深浅、物性好，具高孔隙高渗透性特征。沙四段沉积时期发育扇三角洲，可细分为四种亚相：水下分流河道、河口沙坝、薄层砂和湖滨扇。曙一、二区正处于分流河道砂岩和河口沙坝亚相，物性好；而曙三、四区处于薄层砂亚相，物性变差。沙三段为水下峡谷河道砂体，而沙一、沙二段为扇三角洲，曙一、二区砂岩发育。为此，曙一区处于河流入口处成为主水道附近不同类型砂体的主

体部位，砂岩厚度大，物性好，孔隙度26～31%，渗透率0.5～1.0μm^2，最高可达7.1μm^2。

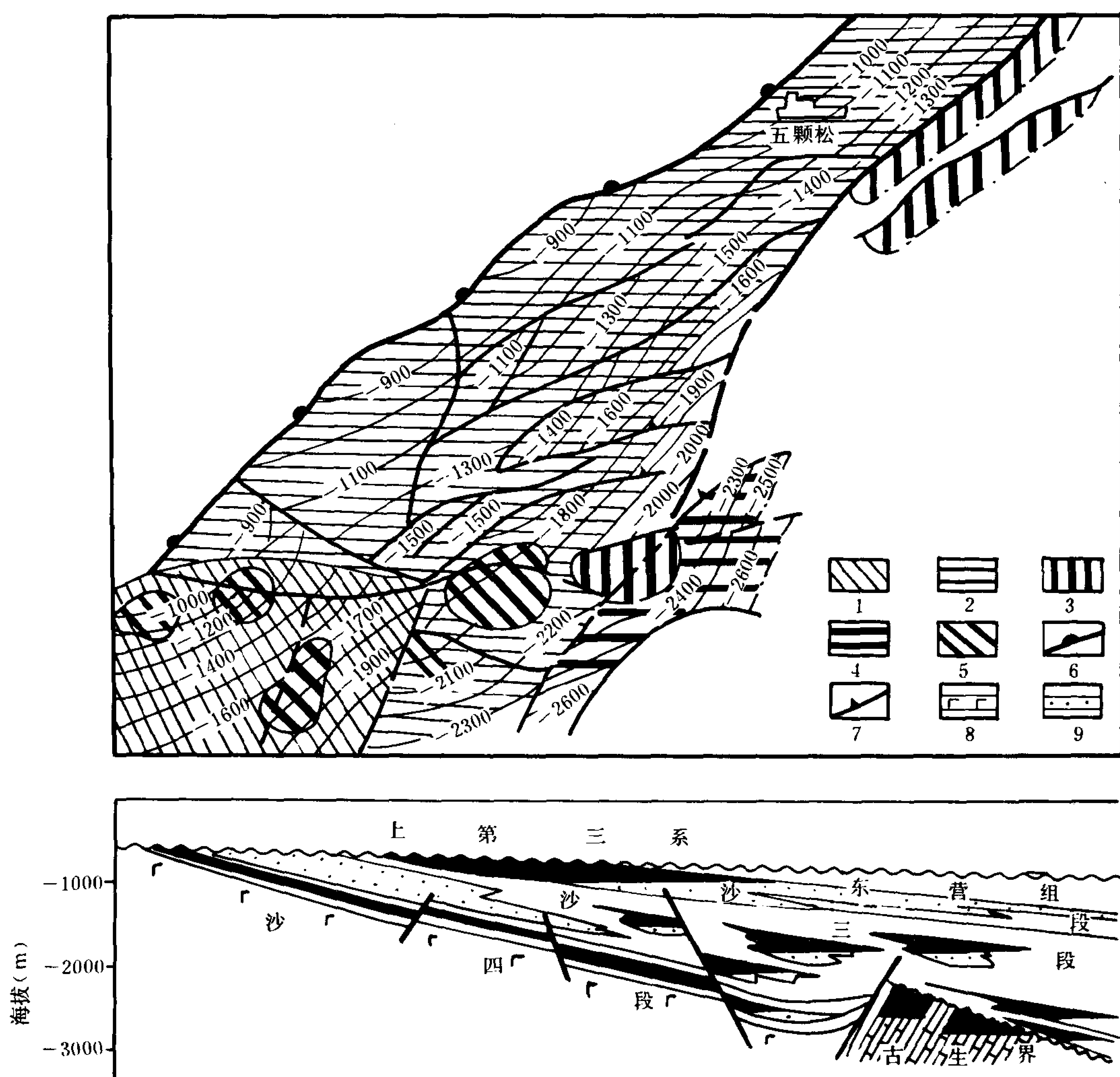


图5-34 曙光地层不整合圈闭为主的复式油气聚集带分布图

1—沙一、二段不整合油藏；2—沙四段不整合油藏；3—古潜山油藏；4—砂岩上倾尖灭油藏；5—沙三段透镜体油藏；6—地层缺失线；7—砂岩尖灭线；8—玄武岩；9—砂岩

本区是多含油层系和多种油藏类型组成，中上元古界油层主要分布在胜利塘潜山，由杜70、杜66和杜6等三个山头组成，其上被沙四段油层或生油层所覆盖，形成“新生古储”成油组合，沙四段原油再次运移聚集在裂缝型或裂隙的石英岩之中，形成古潜山油藏。沙四段杜家台油层是本区的主力油层，由硬砂质砂岩和泥岩互层组成，砂岩厚度大，60～120m，可分为四个油层组，分布广，油气分布受断层与不整合两种因素控制，油水系统较为复杂，每个断块都有油水界面，属断块型油藏。沙三段中下部莲花和大凌河油层属于深水湖相类浊流透镜状砂岩沉积，属断层—岩性油藏，具有油层厚、面积小的特征。

沙一、二段油层与馆陶组砂砾岩呈不整合接触，不整合面不具备圈闭条件，构成统一的

砂砾岩连通体。油气来自下倾方向的生油区，沿沙一、二段砂岩向上倾方向通过不整合面的“运移窗口”逸散。同时遭受氧化，致使原油变重变稠，成为软沥青，形成稠油沥青塞。因此，沙一、二段和馆陶组油层属软沥青封堵稠油藏。

本区位于有利生油凹陷的缓坡带，成为油气运移的指向，具有汇油面积大、聚油时间长等特点。经油源对比，各层系的烃类均来自沙三、四段生油岩，原油与生油岩的正构烷烃分布曲线形态、甾烷和萜烷谱图形态特征十分相似，虽主峰碳稍有偏移，异构烷烃组成特征近似，姥／植比大于1，姥鲛烷／nC_{17}和植烷／nC_{18}比值小于1，此外，原油碳同位素比值相似，甲烷碳同位素−2.75～−2.85‰。

曙一区位于凹陷边缘高部位，沙四段和沙一、二段油层与馆陶组砂砾岩不整合接触，形成深、浅层的地下水活跃交替带，具地层水矿化度低的特点。在淡水的水洗和生物降解作用下，使本区原油的物理和化学性质有一个明显的变化规律。在层位上由老到新、在构造部位上由深到浅原油稠化程度或生物降解程度愈来愈强烈。

曙一区的原油属重质稠油，原油相对密度0.9304～1.0059，粘度456～4015mPa・s，胶质沥青质含量34.3～56.2%。

总之，深入研究陆相盆地复式油气聚集带类型、成因及其分布，不仅是含油气盆地油气资源潜力预测的科学基础，也是在盆地普查勘探工作中选择合理勘探程序和工作方法的依据，以利于提高勘探工作成效。

第三节　陆相含油气盆地油气分布特点

含油气盆地形成于一定的大地构造单元，为一个相对稳定的沉陷地带。在时间上和空间上经历了特定的大地构造和古气候的演化阶段，形成了有利于陆相湖盆有机物质堆积、保存和转化的地球化学条件，还具备一个油气生成、排烃、运移、聚集和油气藏保存的良好地质背景，从而形成多套含油气层系、多种类型油气藏和油气聚集带，组合而成为一个独立的油气富集区。陆相含油气盆地与世界含油气盆地相比，有其自身独特的油气形成和分布特点，在大地构造方面，盆地和凹陷都经历中生代后期构造运动的改造，断裂发育，活动性较强，断裂活动强烈，大型褶皱背斜不十分发育，而形成多种类型的断裂构造带。这是造成陆相盆地油气藏类型多、层系多、埋深差异大，油气性质变化大，含油贫富不均的地质基础。在沉积上，一个陆相湖盆自成一个沉积单元，以河湖沉积体系为主，沉积物源方向多、沉积体系多，而岩性、岩相变化快。砂体类型多、规模较小、砂岩分选差、横向连通程度差，不同类型的储集岩体在平面上呈环带状分布，在纵向上又相互叠置。在成油机理方面，陆相盆地或凹陷自成一个独立成油系统，生油岩系的母质类型、丰度和成熟度决定陆相盆地的含油性的贫富差异，以及富气盆地或富油盆地的差异分布，所生成的烃类均带陆相生物标记化合物的特征，液态烃以石蜡为主，具有高蜡、低硫特点。在成油规律方面，陆相盆地的生油气中心就是油气富集中心，油气聚集和富集的主要形式常常以复式油气聚集带为主，纵向上受多个含油气结构层控制，平面上油气分布受生油凹陷控制，多种类型油气藏和多种类型复式油气聚集带呈环带状分布，并在不同构造部位分布不同类型油气藏，在陆相盆地中，有一定的油气藏分布模式。为此，深入研究油气藏类型和分布规律，对指导油气勘探具有实际的现实意义。经勘探实践证实，我国中新生代含油气盆地均具备十分优越的陆相成油的地质条件，并有其油气分布特点。

一、构造运动的周期性和阶段性控制陆相盆地生油岩系的形成和分布

印支运动以后，海水逐渐退出中国大陆。在库拉—太平洋板块、印度洋板块与西伯利亚板块联合作用下，中国大陆地块被进一步改造，形成东西分带、南北分块的大地构造格局。经历印支、燕山和喜山等多期构造活动的结果，在不均一的前中生代大陆地壳背景上，形成中新生代不同类型的陆相沉积盆地。一般情况下，东部地区盆地主要发育时期由东向西渐趋变年轻，而西部地区由北向南盆地发育时期愈来愈年轻，盆地发育期控制中新生代陆相生油岩系在时间上和空间上的分布。

我国中新生代陆相含油气盆地的形成和发展都经历一、二个构造运动周期，在不同构造运动周期中相应地形成不同时期的沉积盆地。每一个构造运动周期明显地控制着湖盆形成和沉积旋回的演变，每一个构造运动周期为15～40百万年，都经历构造运动的活动期和相对宁静期相互交替。一般情况下，构造运动初始期相对活动，而中后期的构造活动相对持续稳定。

构造运动周期的稳定期为油气生成提供了有利条件，在地壳拉张作用的背景下，盆地或凹陷以持续稳定沉降为主，而周边相对隆起形成分割性陆相湖盆坳陷区。湖盆水体由浅变深，在温暖潮湿的古气候条件下，生物发育，数量剧增，有利于沉积岩中分散有机物质富集，形成陆相碎屑岩为主的生油岩系。陆相油气源岩主要形成阶段，也是有机质向烃类转化的过程，由于构造活动相对稳定，此时发育小幅度同沉积构造和地层岩性圈闭，油气运移和聚集过程较为微弱，为油气藏形成的准备阶段。构造运动周期的活跃期，伴随构造回返运动，湖盆开始渐趋萎缩，在湖退的条件下，堆积了红色粗碎屑岩和河流平原相细粒沉积，部分地区还堆积泻湖蒸发岩沉积，沉积岩中分散有机物质贫乏，它的油气生成潜量降低。在继承性持续沉降区使油气源岩进入高温高压带，从而促进烃类继续形成，特别是对于早期未进入生油气门限的油气源岩层，这会进一步促进其继续生成烃类。同时，在深凹陷地带还形成异常高压带，烃类可沿断裂和不整合面等传导通道运移和聚集。构造圈闭幅度进一步增加，非构造圈闭、不整合和岩性圈闭进一步形成，引起烃类聚集过程进一步加强，当存在良好的盖层条件时，才使油气保存下来。为此，构造运动周期的稳定期是陆相生油岩形成时期，而构造运动周期的活动期是生油岩成熟、油气运移、聚集和油气藏形成的主要时期。

我国中新生代盆地的形成和发展大致经历印支、燕山早期、燕山晚期、喜山早期和喜山晚期等五个构造发展阶段，相应地形成三叠系、侏罗系、白垩系、下第三系和上第三系等五个沉积旋回。在东部沉积盆地分布区晚三叠世、早中侏罗世、早白垩世、早第三纪始新世和渐新世及晚第三纪中新世是湖盆的主要形成阶段，相应地在这些时期为较深—深水湖相沉积发育阶段，也是陆源植物和水生生物发育极盛时期。因此，在陆相湖盆沉积中每一个构造发育阶段中期形成一套质量和规模不等的生油岩系，如上三叠统、中下侏罗统、下白垩统、下第三系始新统和渐新统以及上第三系中新统等五套生油气岩系（图5-35），有机质丰富，有机碳和总烃含量高达1～2%以上和800mg／l以上，成为东部地区的主要生油气岩系。在东部地区这些沉积盆地在时间上和空间上的分布有一定演变序列，该区西带成盆期早于东带，相应地西带的生油岩系时代较老，而东带较为年轻。西带的鄂尔多斯和四川盆地主要发育在地台向斜部位，发育时间早，湖盆主要发育时期以晚三叠世和早中侏罗世为主，鄂尔多斯盆地延长统、四川盆地上三叠统须家河组和中侏罗统自流井组分别为盆地的主要油源岩。东部地区中带包括二连、松辽、渤海湾、南襄、江汉、苏北、三水、百色和北部湾等盆地，它们

的发育时间由北向南逐渐年轻，北部的二连和松辽等盆地的成盆时代以白垩世为主，相应地形成松辽盆地嫩江组和青山口组以及二连盆地阿尔善组生油岩系，其余盆地的主要形成期为古始新世和渐新世，相应地形成始新统和渐新统二套生油岩系。东带的东海盆地以及大陆架诸盆地发育时间晚，主要为晚第三纪坳陷盆地，上第三系中新统为其主要油气源岩。

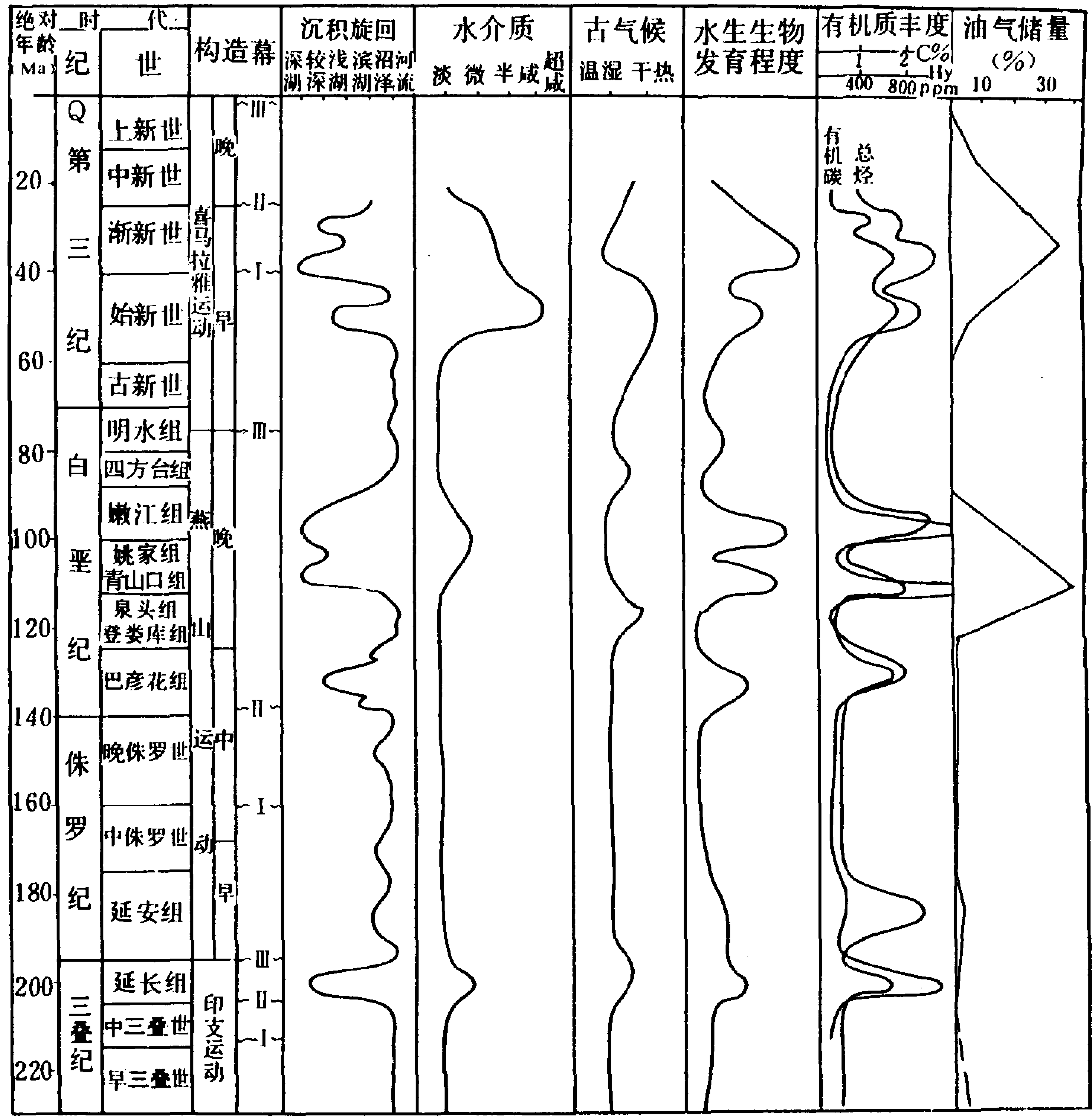


图 5-35 东部含气盆地生油气旋回演化图

中国东部地区经历了五个构造运动旋回周期,相应地形成了五个生油气旋回和次级旋回。它的发展与地壳的进化有关,相应地形成规模、质量和产烃潜力不等的生油气岩系,它们具有一定的演变规律。在陆相湖盆演化中,随着古气候由温暖潮湿渐变为干热,湖盆生物世界在数量和质量上逐步进化,水生生物属种增加,湖盆营养价值愈来愈高,湖盆水介质由淡水变为半咸水,有机质保存和转化条件愈来愈好，有机质类型由腐殖型变为以腐泥型为主的混合型。为此，在每个生油气旋回中，所生成烃类的成分和产烃率是各不相同的。如渤海湾盆地在中新生代时期发育三期块断活动，相应地形成了三套沉积旋回和三套生油气岩系，即上侏罗统一下白垩统，始新统和渐新统。这三个时期块断活动是有规律的演化，其活动强度由剧烈逐步转为平静，湖盆发育由断陷向断坳演变，沉积环境由快速巨量堆积到相对稳定持续沉积，沉积建造由河流沼泽相沉积为主变为较深—深水湖相沉积为主。总之，生油岩质量的发

育特点是由低级到高级，湖盆的营养质由贫到富，干酪根类型由腐殖型为主变为腐泥型为主。块断活动早期上侏罗—下白垩统生油气岩系为一套沼泽相含煤系生油建造或浅湖相暗色泥岩建造，有机质类型以腐殖型为主。块断活动中期始新统生油气岩系为一套浅湖相暗色泥岩或盐湖相盐膏岩建造，有机质类型以偏腐殖型的混合型为主，由于生油岩埋藏较深，生油岩成熟度较高，正烷烃主峰碳数以 C_{17} 为主，所生成的烃类富含凝析油或天然气。块断活动后期渐新统生油气岩系为一套较深—深水湖相暗色泥岩建造，有机质类型以腐泥型或偏腐泥型的混合型为主。由于生油岩埋深较浅，成熟度较低，正构烷烃主峰碳以 C_{23} 为主，所生成烃类以低成熟原油为主。我国西部沉积盆地经受了多期构造运动，湖盆演化具有多沉积旋回特点，相应地形成多套生油岩系，但是其中有一套为主力生油岩系，其它为次要生油岩系，而且这几套生油岩系均受各自的生油凹陷所控制，并有一定的演变规律。如柴达木盆地在北部边缘冷湖—鱼卡一带为中下侏罗统生油凹陷，西部茫崖一带为下第三系渐新统生油凹陷，而中新统生油区又向东转移至一里坪凹陷，到第四系生油凹陷又移至三湖地区（图 5-36）。准噶尔盆地也有类似特点，除了二叠系生油岩以外，其它各层系的生油中心是由西向东、由北向南转移，上三叠统生油凹陷位于玛纳斯湖一带，中下侏罗统生油区已向南转移，下第三系渐新统生油区转移至盆地南缘一带。这些盆地是多个生油中心叠置的成油盆地。

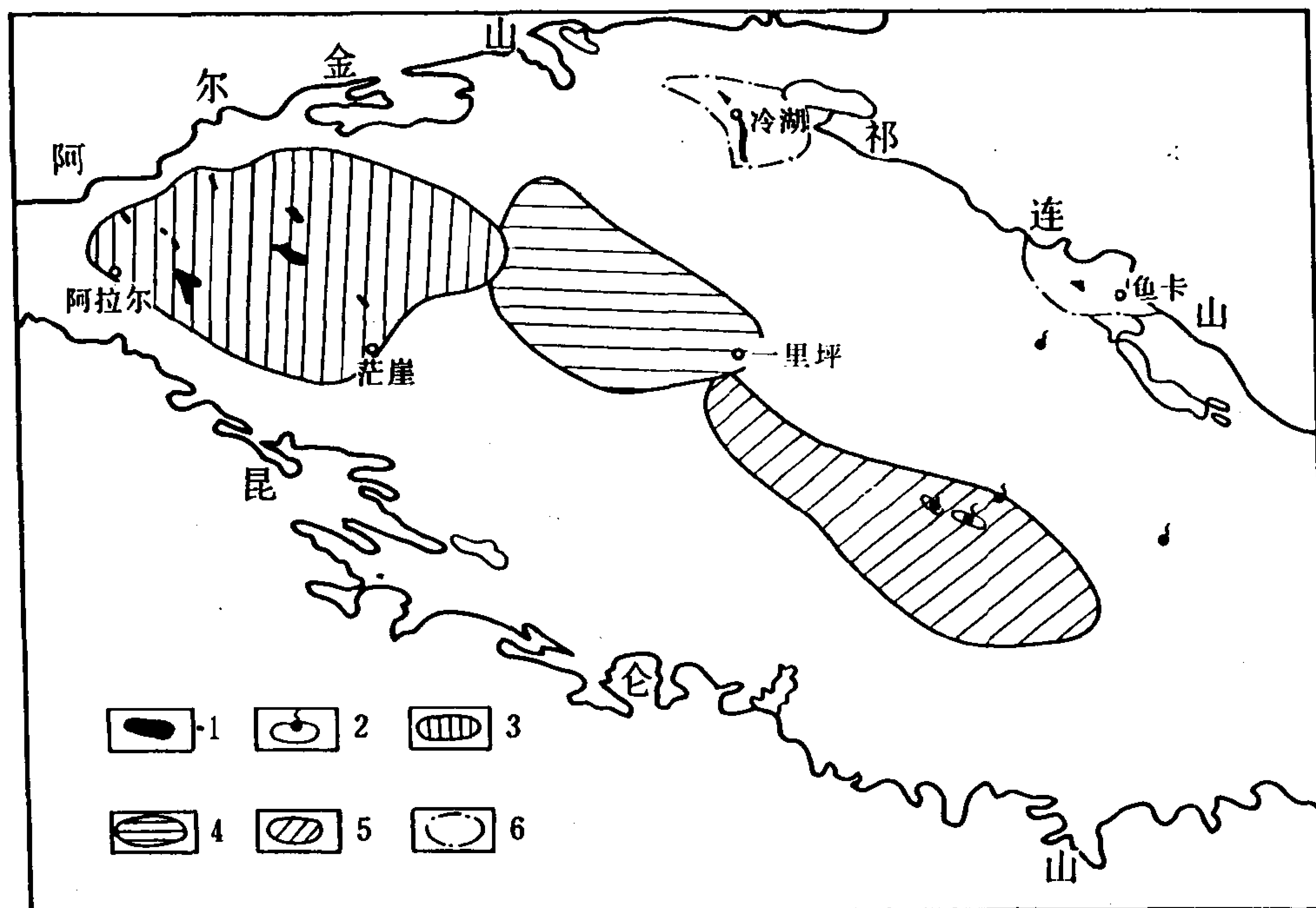


图 5-36 柴达木盆地生油中心分布示意图

1—油田；2—气田；3—E_3—N_1 生油凹陷；4—N_2 生油凹陷；5—Q 生油凹陷；6—J_2 生油凹陷

根据晚期成油学说，生油岩系中的分散有机物质必须经历一个深埋的过程，进入生油气门限深度，并达到生油气主带，也就是在埋深 1000～3000m 以上，在一定的温度、压力条件下，才能使分散有机物质转化成为游离状态烃类，呈分子状态或分子团形式从生油气岩的矿物组分中分离出来，并溶解在同沉积岩层的水溶液中，其溶解度随温度增高而增加。实验分析结果表明，在温度为 70～180℃条件下，烃类在水中的溶解度增加 100～150 倍。实现

烃类从生油层向储集层排烃的必要条件是在生油气岩中积累而汇合成足够数量的烃类，其含油饱和度不小于 10%，足以形成油气连续相态开始向储集层实现初次运移。此时，泥质岩已进入中成岩阶段，泥岩中的分散状蒙皂石开始向伊利石转化，形成蒙皂石—伊利石混合层和蒙皂石—绿泥石混合层，泥岩孔隙缩小，一方面泥岩层中间形成异常高压带，同时还释放出大量层间结合水。以水作为烃类运移的载体，异常高压（或突破压力）作为烃类运移的动力，从而使烃类进入饱含水的储集层中，最后，烃类从高压区向低压区作二次运移，并聚集在各类油气圈闭中，形成油气藏。根据东部地区含油气盆地的生油岩热演化、泥岩压实和粘土矿物脱水资料，当盆地中生油岩的油气生成带、泥岩压实突破带、异常高压带和第二次排水带的埋深相一致时，才能组成盆地油气“生、排、运、聚”配置关系。按盆地或凹陷沉积埋藏史，可以确定油气生成时期和油气初次运移时期。如松辽盆地青山口组生油岩形成于下白垩统沉积旋回中期，在旋回末期（相当早白垩世末期）它的埋深已达到 1100～1700m 以上，进入油气生成主带，开始生成大量液态烃。此时泥质岩已进入压实突变带、异常高压带和排液带，开始油气初次运移，在这一时期也是挤压背斜主要形成时期，大庆长垣上的局部构造已具雏形，总圈闭面积为 650km^2，构造幅度为 66m，为早期生成的油气提供了聚集场所，有利于油气藏形成。除了青山口组生油岩进入生油高峰以外，嫩一段生油岩在晚白垩世末期和下第三系末期进入生油主带，烃类生成量增加，生烃量增加 2～3 倍，油气又一次进行初次运移。此时，大庆长垣的构造幅度和面积进一步扩大、增加，晚白垩世末期和早第三纪末期的构造面积分别比早白垩纪末期构造面积增加了 280km^2 和 760km^2，而其构造幅度相应地增加了 130m 和 230m。这为大量生成的油气提供了有利的储集空间，形成大面积的萨葡高油层的块状油藏，这是生、排、运、聚期与圈闭形成期同步演化的结果。渤海湾盆地和泌阳凹陷也有类似生、排、运、聚配置关系，生油岩是渐新统和古始新统暗色泥岩，早第三纪末期为油气生成主要时期和油气初次运移聚集时期（图 5-37、表 5-1）。

表 5-1　东部含油气盆地生油主带、压实突变带和异常高压带统计表

盆地名称 \ 深度及时代 \ 项目	生油岩时代	生油气主带深度及成烃时期	压实突变带深度和初次运移期	异常高压带	备注
松辽盆地	下白垩统 青山口组 和嫩一段	1100～1900m 早白垩世末和 晚白垩世末	1100～1800m 早白垩世末和 晚白垩世末	1400～1800m	
渤海湾盆地	下第三系 渐新统和 始新统	2700～5000m 早第三纪末	2700～3200m 早第三纪末	2400～4000m	
泌阳盆地	下第三系 始新统	1900m 以下 早第三纪	1800～2300m 早第三纪	1900～2800m	

综合上述，在含油气盆地中一个大的构造运动旋回周期中，相应地在沉积湖盆中形成一套完整沉积旋回，在沉积旋回中期形成一套生油岩层，在旋回后期为一套粗碎屑岩披盖层，组成一套生储盖组合，成为该区的区域性含油气岩系。在沉积旋回末期，也是构造运动强烈时期，一般情况下是该区构造圈闭主要形成时期，也是油气主要生成时期和油气初次运移时期，构成盆地生、排、运、聚良好配置关系。总之，多期构造运动形成多个沉积旋回和多套生油层，相应地形成多个成油期。

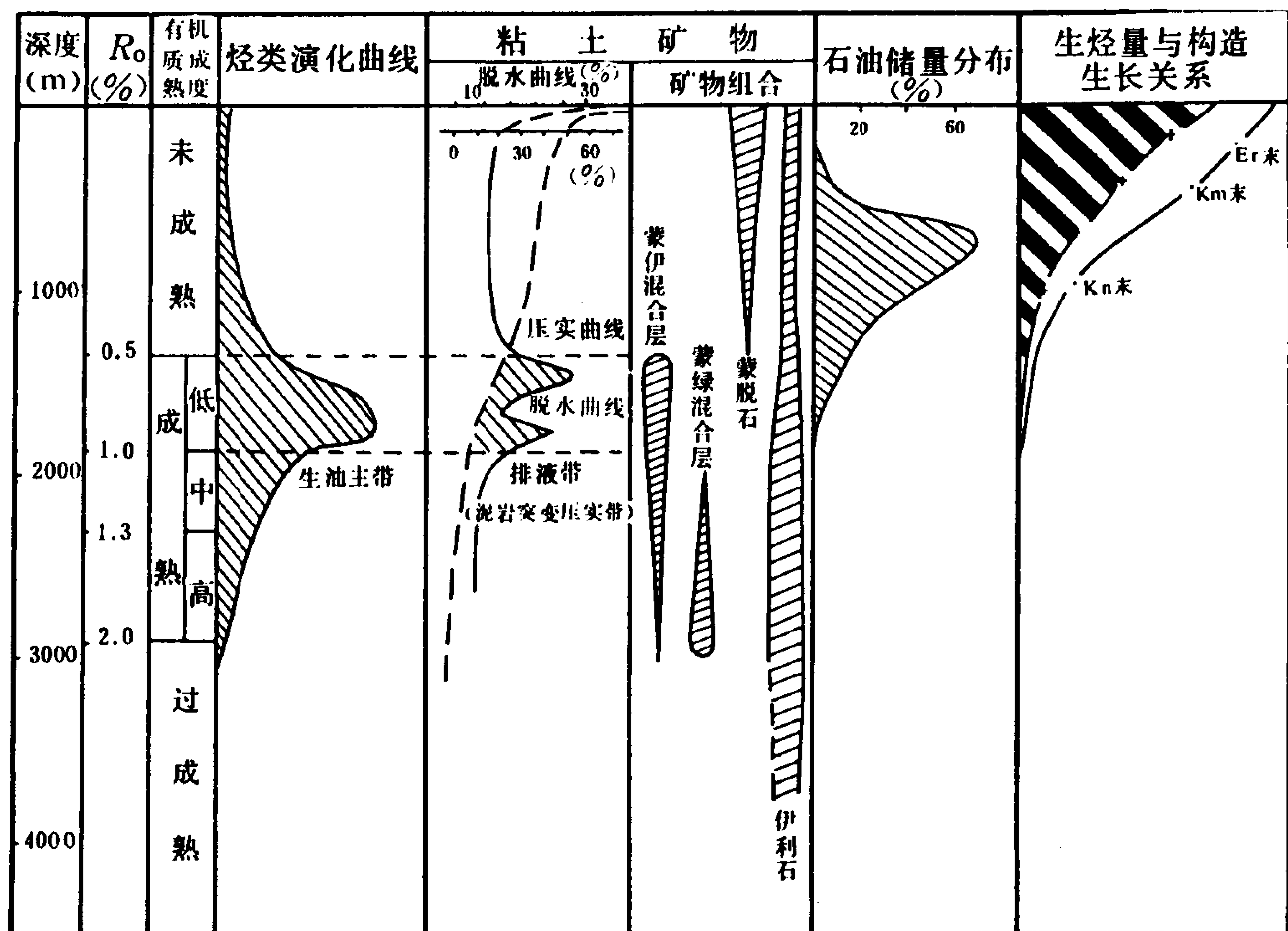


图 5-37 松辽盆地油气生成、排烃、聚集和油气分布图

二、区域构造和古气候带相配合，形成不同类型的生油气区

陆相成油盆地的形成不仅受构造运动周期性控制，还明显地受古气候条件控制，形成不同类型的沉积盆地和沉积模式，相应地形成不同母质类型的成油盆地和生油岩系。

经分析研究表明，古气候主要受古纬度分区和古地理、古地貌环境等两个因素影响。自中生代以来，我国大陆古气候曾不断发生变迁，具有南北分带的特征。晚三叠—早中侏罗世时，古气候以昆仑山、秦岭和大别山为界，以北气候温暖潮湿，以南晚三叠世为亚热带海洋性气候，到中下侏罗世渐变为干旱炎热古气候；在晚侏罗世干旱炎热气候基础上，白垩纪时干热气候进一步向北扩展至燕山和祁连山一带，仅在北部地区古气候为潮湿多雨气候；第三系古始新世时，基本上继承了白垩纪时的古气候特征，渐新世时古气候大致以六盘山、秦岭、大别山和武陵山为界，受古地理环境影响，具东西分带特征，东部靠近沿海，气候温暖潮湿，西部气候干旱炎热。晚第三纪时以太行山、东秦岭、武陵山为界，仍保持上述东西两种古气候分布区特征。此外，早第三纪时南岭以南为雨水充沛、温暖潮湿的古气候条件。由于中新生代盆地分带与古气候分区不完全一致，大致可分为四种类型成油盆地：淡水型含煤盆地、淡水—微咸水型成油盆地、微咸—半咸水型成油盆地和咸水型膏盐盆地，在这些成油盆地中，沉积特征和陆源生物发育程度不同，有机质类型和丰度也各不相同（表 5-2）。

淡水—微咸水型成油盆地：如松辽盆地下白垩统、泌阳凹陷始新统、鄂尔多斯盆地上三叠统，都属典型的淡水湖相沉积，在湖盆全盛时期，水域广阔，水介质以淡水和微咸水为

表 5-2　中新生代成油盆地类型与有机质丰度和储量丰度表

湖盆类型	名称	层位	母质类型	有机质丰度 C (%)	有机质丰度 "A" (%)	有机质丰度 总烃 (ppm)	产烃率 (kg/t)	生烃强度 最大/平均 (10^4t/km^2)	油气丰度 (10^4t/km^2)	油气田规模 油田	油气田规模 气田
淡水—微咸水	松辽	青山口组	I~II$_1$	2.6	0.3544	2554	13.23	8.67/1.9	1.9		气顶气
	泌阳	核三段	I~II$_1$	2.0	0.1825	768	10.5	11.9/3.4	11.1	大型1个	
	鄂尔多斯	延长统	II$_1$	2.0	0.2277	1000	8.0	2.2/0.7	0.09		
微咸—半咸水	辽西	渐新统	II$_1$	1.99	0.1357	543	13.5	9.3/	28.5	大型4个	富气
	大民屯	渐新统	II$_{1-2}$	1.59	0.1154	501		7.4/	24.1	大型1个	
	东营	渐新统	II$_1$	1.66	0.24	1060		32.4/	18.76	大型2个	
	沾化	渐新统	II$_1$	2.71	0.35	1200		14.4/	25.0	大型2个	
	饶阳	渐新统	II$_1$	0.86	0.1742	971	5.42	9.48/	15.35	特大型1个	
	歧口	渐新统	II$_1$	1.48	0.15	998	5.30	28.8/	9.8	大型1个	
	辽东	渐新统	II$_2$~III	1.94	0.089	314	1.27	4.3/	3.3	中小型	富气
	南堡	渐新统	II$_2$	1.64	0.21	456	2.23	9.8/	3.7		
	霸县	渐新统	II$_2$	0.96	0.1152	689	2.73	5.7/	3.23	中小型	富气
	廊固	渐新统	II$_2$~III	0.70	0.053	351	2.16	7.59/	1.95	中小型	
	束鹿	渐新统	II$_2$	0.45	0.062	250	0.47	15.16/	2.54	中小型	
	惠民	渐新统	II$_2$	1.40	0.1502	400		21.6/	1.66	中小型	
	南阳	始新统	II$_2$	0.70	0.081	515	1.90	5.49/1.12	0.37	中小型	
	板桥	渐新统	II$_2$	1.27	0.12		1.80	3.53/	7.6	中小型	富气
咸水	东濮	渐新统	II$_2$~III	0.81	0.094	527	127	31.03/3.91	10.3	大型2个	富气
	潜江	始新统	II$_2$	0.63	0.2461	969	3.00	14.08/0.79	2.47	中小型	
	柴达木	中新统	II$_2$~III	0.3	0.1227	699	1.83	12.58/0.36	0.67	中小型	
淡水	准噶尔	中下侏罗统	II$_2$	1.53	0.042	220.5	2.29	1.32/0.36			
	鄂尔多斯	延安统	III	2.5	0.086	266	2.0	0.18/0.06			
	柴达木	中下侏罗统	II~III	1.73	0.058	185.3		1.79/0.39			

主，气候温暖潮湿，生物繁盛，特别是藻类和水生生物发育，富集成层，母质类型以腐泥型或偏腐泥的混合型为主。有机质丰度和生烃强度高，产烃能力较大，松辽盆地白垩系每吨生油岩可以生成 13.23kg 石油，泌阳凹陷每吨生油岩可生成 10.5kg 石油，单位面积油气储量丰度也高，是特大型和大型油气田形成的有利地区。

微咸—半咸水型成油盆地：主要分布在我国东部和华南沿海地区，如渤海湾盆地、苏北盆地和三水盆地等，受海洋性气候影响，古气候由炎热干燥向温暖潮湿转化，水介质由咸、半咸水向淡水转化，陆源植物和水生生物发育，生油母质类型以腐殖—腐泥型为主。由于断陷湖盆所处古地理位置不同，陆源植物与水生生物之间比例也不同，在渤海湾盆地内部断陷，水生生物发育，母质类型以偏腐殖的混合型为主，有机质丰度高，生烃强度较高，一般每吨生油岩可生成 5～17.5kg 石油，油气储量丰度高，是形成特大型和大型油气田的有利地区，如东营、沾化、饶阳、歧口和辽西等凹陷。在渤海湾盆地中，紧邻大型隆起区的边缘断陷，受边缘陆源有机物质的影响，而水生生物分布区较小，母质类型以偏腐泥的混合型或腐殖型为主，有机质丰度和烃类生成强度较低，每吨生油岩可生成 2～3kg 石油，油气储量丰度较低，有利于凝析气和甲烷气的形成，一般油气田规模较小，如辽东、南堡、廊固、霸县、惠民和南阳等凹陷。

咸水型膏盐盆地：分布在干旱气候带的湖盆，如柴达木盆地上第三系中新统，潜江凹陷始新统潜江组。东濮和莘县等凹陷渐新统沙三段也都属于盐湖相沉积。由于湖水不断蒸发浓缩，水介质含盐度逐渐升高，当湖水演化到高度咸化阶段，水生生物逐渐减少，属种单调，而陆源植物影响较大。母质类型以腐殖型或偏腐殖的混合型为主，有机质丰度低，产烃率低，每吨生油岩只能生成 1～2kg 石油，适于生成气态烃。但是富气程度又与有机质的成熟程度有关。原油储量丰度较低，油田规模较小，有大量天然气田。

淡水型含煤盆地：主要为早中侏罗世补偿性沉积湖盆，如准噶尔、鄂尔多斯和四川等盆地中下侏罗统生油岩系 。古气候温暖潮湿，在沉积上为黑色油页岩与油页岩和煤层互层，在平面上，湖盆边缘为沼泽相煤系地层，向沉积中心相变为湖相黑色油页岩，富含高等植物和碳屑，母质类型以腐殖型为主，有机碳含量高，转化率低，腐殖型干酪根中树脂经热降解，有利于天然气生成，生成的液态烃油质较轻，芳香烃含量较高。

上述四种类型成油湖盆的生油气岩，其母质类型、有机质丰度和产烃率均有一定差异，不同类型成油盆地的油气丰度和所生成烃类的性质差异较大。

淡水—微咸水型成油湖盆，母质类型好，以类脂组和藻质组为主，显微组成中含大量无定形结构，其生油母质是浮游生物和藻类，有机质丰度高，有利于形成大型油气田，储量丰度高。原油族组分中，饱和烃含量高，芳香烃、非烃和沥青质含量低，姥鲛烷／植烷比值接近 1，低碳数正烷烃占优势，奇偶优势不明显，OEP 值近于 1。

微咸—半咸水型成油湖盆，母质类型较好，以壳质组为主，其中孢子体及树脂体占优势，含较多藻质体，其生油母质主要是草本植物和藻类，有机质丰度也高，也有利于形成大型油气田。原油族组分中饱和烃含量较低，非烃和沥青质含量较高，姥鲛烷／植烷比值小于 1，高碳数正烷烃逐渐增多，主峰碳偏大，有时具双峰特征，OEP 值大于 1。

咸水型成油盆地，有机质母质类型以壳质组中角质体占优势，镜质体和惰质体逐渐增多，其生源母质主要是草本植物和木本植物的混合物。有机质丰度较低，原油族组成饱和烃含量很低，芳香烃含量高，最高达 45%，非烃沥青质含量也高，最高达 32%。正烷烃中偶数碳占优势，植烷占优势，OEP 值小于 1，原油中含硫量较高，天然气中富含硫化氢。

淡水型含煤湖盆，有机质母质类型以镜质组为主，含极少量孢子体和角质体，其生油母质主要是木本植物（高等植物），原油族组分中饱和烃含量较低，芳香烃含量较高，最高达32.4%，非烃和沥青质含量较低，正烷烃碳数具奇偶优势，具姥鲛烷优势，姥鲛烷／植烷比值在3左右。

在东部渤海湾盆地相同时代的成油湖盆中，由于沉积环境不同，形成不同的地球化学环境，在不同的断陷中形成不同的有机地球化学相，在同一时代湖盆中形成不同的生油母质类型，从而形成不同性质的烃类，油气丰度也是不同的。例如，渤海湾盆地冀中坳陷中烃类性质具有明显的分区性，大致可分为三种不同类型的烃类：①霸县型原油，成熟度高，母质类型高等植物成分较高；②饶阳型原油，成熟度较低，母质以水生生物为主；③晋县型原油，是一种典型的盐湖相咸水原油，这三种类型原油的地球化学特征见表5-3。

三、沉积盆地的多构造层和多旋回特征形成多含油气结构层系

在一个含油气盆地中，在纵向上常常具有多个含油气结构层系的特点，在油气生成、运移和聚集过程中，各层系的油气藏具有一定的成因联系，又各具特色，分布规律各异，这就是陆相盆地油气藏形成和分布的一个重要特征，称之为多个含油气结构层系。因此，在地质时代上，一个含油气结构层系是由同一时期地层岩性单元组成，也可由跨时代地层岩性单元组成，相互之间是由区域性不整合面相互分割。按生储盖组合关系，凡是主要成盆时期形成含油气层系，不仅具有丰富油源条件，还有良好储盖条件，自成一个独立成油组合，所形成的油气藏具有原生性特点。有的含油气结构层仅具有储盖条件，而油源主要来自相邻的含油气层系，组合而成一种“新生古储”或“下生上储”次生成油组合。总之，含油气结构层系的形成是与盆地结构和成盆主要发育阶段有关。

我国中新生代盆地是在不均一的陆台地壳和不同时代褶皱带的基础上发育起来的，都经历了断陷至坳陷两个发育阶段，形成三个构造层，即成盆前期构造层（包括地台盖层和结晶基底）、成盆期构造层和成盆后期构造层，相应地组成不同类型成油组合。在盆地主要发育阶段往往是主要的生储油岩系主要形成期，这套沉积岩系具有单一或多个沉积旋回特点，可形成一套或数套“自生自储”成油组合或亚组合，同属成盆期含油气层系。在这套岩系顶部和底部存在区域性不整合面，以不整合面为界，在其下部为成盆前期含油气结构层系，一般具有“新生古储”成油组合特点，部分盆地属“自生自储”成油组合。在不整合面之上为成盆后期含油气结构层系，一般埋深浅，属盆地回返上升时期的沉积，有良好的储集条件，但缺乏生油条件，与下伏生油气岩系组成“下生上储”成油组合。不同含油气结构层系都有各自主要的油气藏组合类型，成盆前期含油气结构层系以不整合“基岩”块体油气藏（“古潜山”油气藏）为主，还发育不整合—构造油气藏、不整合—断块油气藏。成盆期含油气结构层系发育多种类型油气藏，不仅有构造型和断块型油气藏，还发育大量地层—岩性油气藏。油气性质好，以原生型油气藏为主，油气富集程度高，是大部分盆地的主要含油气岩系。成盆后期含油气结构层系以披覆构造、逆牵引背斜、挤压背斜和地层型油气藏为主，油气圈闭形成时间晚，大多数油气藏埋深浅，油质较重，属次生型油气藏。

在不同的大地构造单元之上，中新生代盆地的类型、地质结构和成盆主要发育阶段各不相同，按成盆主要发育阶段及其沉积旋回特征，可将盆地的多层含油气结构层系类型分为断陷型和坳陷型两种类型，其中每一种类型又可分为若干亚类。现分述不同类型盆地和断陷的多层含油气结构层系及其油气藏类型和分布。

表 5-3 冀中坳陷三种类型原油的地球化学划分标志

分类标志			蓟县型	饶阳型	晋县型
正烷烃	碳数分布曲线形态主峰碳		单峰型 C_{15}或C_{17}	双峰型 主峰$C_{22、23}$; 次主峰$C_{17、18}$;	偶碳优势 C_{14}（或C_{18}）
	C_{21}/C_{22}	一般范围 中 值	>1 1.33 (44)[1]	<1 0.86 (46)	>1 1.37 (4)
类异戊间二烯烷烃	姥鲛烷/植烷	一般范围 中 值	>1 1.49	<1 0.48	<0.4 0.23
	$\frac{iC_{15+16+18}}{iC_{19}+iC_{20}}$	一般范围 中 值	>0.5 0.70	<0.5 0.29	0.33 0.16
	$\frac{\sum i}{\sum n}$ %	一般范围 中 值	<16 11.4	>16 24.56	41 (1)
	Ph/nC_{18}	一般范围 中 值	<0.8 0.35	>0.8 1.82	1.13~2.58 1.97
环烷烃	萜烷	γ-蜡烷/藿烷	多数不含γ-蜡烷; 少数油样比值<0.5	γ-蜡烷丰富; 比 值>0.5 中值=1 (41)	γ-蜡烷很丰富; 中值 4.22 (2)
	甾烷	重排甾烷/$5\alpha(C_{27}+C_{28}+C_{29})$	重排甾烷多 中值 0.87 (34)	重排甾烷少 中值 0.19 (42)	中值 0.80 (2)
		5α-C_{27}/5α-C_{29}	多数<1 中值 0.91 (34)	多数>1 中值 1.11 (44)	中值 1.53 (4) 含丰富的孕甾烷系列
		4-甲基甾烷	多	无或极少	无

	镍卟啉 (ppm)	最大值 中值	41.5 3.12	62.5 14.5	未测
微量金属元素	Ni (ppm)	一般范围 中值	<3.5 1.1	5～15 7.5	14～8.4
	V / Ni	一般范围 中值	>0.4 0.73	<0.42 0.15	0.2～2.0
	两类初级 H 原子吸收峰强度		$746>816cm^{-1}$	$746\leqslant816cm^{-1}$	$746\geqslant816cm^{-1}$
芳烃红外光谱	芳烃结构指数 $816/746cm^{-1}$	一般范围 中值	0.68～0.97 (20) 0.87	0.93～1.11 (11) 1.00	0.89～1.07 (3) 0.93
	芳烃“取缩比” $1380/746cm^{-1}$	一般范围 中值	0.90～1.52 1.18	1.50～2.16 1.77	1.73～2.58 2.11
组成	饱和烃 (%)	第三系原油 潜山原油	63.64 (22) 74.60 (13)	53.19 (22) 63.53 (20)	22.47 (1) /
	非烃+沥青质 (%)	第三系原油 潜山原油	19.37 11.88	29.26 20.10	32.66 /
油气物化性质	原油	相对密度 S 含量 (%)	<0.85 <0.1	>0.85 >0.1	>1 >1
	天然气	相对密度 CH_4 含量 iC_4/nC_4 H_2S+CO_2 (%)	<0.75 >70 >0.6 <5	>0.75 <70 <0.6 >5	0.9～1.77 <70 <0.6 H_2S 高达 92%

①括号内数字系样品数；

② $\frac{\sum i}{\sum n}\% = \frac{iC_{15-20}}{nC_{14-30}}\%$

（一）断陷型盆地多层含油气结构层系特征

在东部块断活动发育区广泛分布一系列断陷盆地，如渤海湾、南襄、江汉、江苏、北部湾等盆地，它们都是在华北地台、扬子地台、秦岭、华南和东南沿海褶皱系等不同大地构造单元基础上发育起来的中新生代盆地，盆地的形成经历三次较大规模的块断活动，其中始新世和渐新世是本区二次断陷主要形成期，也是断陷湖盆主要形成期，晚第三纪才统一成为上述盆地。这类盆地的形成都经历断陷和坳陷两个发育阶段，形成了上、中、下三个构造层，相应地形成三层含油气结构层系和三套成油组合，在这三层含油气结构层系中油气藏类型和分布都是不同的。渤海湾盆地三层含油气结构层系是断陷盆地的典型实例。

在渤海湾盆地各断陷中具有明显的三套含油气结构层系。下第三系始新统和渐新统是本区主要生油气岩系和成油组合，属盆地的中部构造层，组成中部含油气结构层系。在其顶部和底部存在区域性不整合面，以不整合面为界，在其底部不整合面以下为前第三系地层（包括中生界、古生界、中、上元古界以及结晶基岩），属沉积盆地的下部构造层，作为下部含油气结构层系。在下第三系顶部不整合面之上为上第三系，是大面积区域性盖层，属沉积盆地的上部构造层，作为上部含油气结构层系。这三套含油气结构层系的生储组合和圈闭类型有一定差异，相应地形成不同类型油气藏，其分布特点也有一定差异。

在始新—渐新世时期，断块活动差异沉降幅度大，沉积了一套泥质含量较高的碎屑岩，一般厚度 1000～2000m，有机质含量丰富，母质类型以腐殖—腐泥型为主。其上又被上第三系地层大面积覆盖，覆盖层厚度达 2000m 左右，具备有机质保存和转化的良好地球化学环境。下第三系的下伏古老地层（元古界和古生界）岩石导热率高，传热较快，而下第三系本身沉积岩导热能力低，为很好的隔热层，使生油岩处于较高的古地温场，古地温梯度达 4℃／100m 以上，这为有机质的成烃提供了优越的热动力条件，油气潜力很大。经过渐新世末期的断裂构造运动，形成多种类型同沉积构造圈闭，有逆牵引背斜、披覆背斜、底辟拱升构造、断块等圈闭。湖盆砂体类型多，沿盆地边缘广泛分布三角洲、湖底扇、洪积锥、河道砂体、沙坝、透镜状类浊积体和生物礁藻灰岩等，并夹持在湖相暗色生油岩系中，组成原生性含油组合，有利于多种类型地层—岩性圈闭的形成。这些圈闭的形成期一般早于或与油气生成期、排烃期相一致，油气经一次近距离运移，直接形成各种类型油气藏，油气潜量较大，分布十分广泛。

前第三系地层组成断陷前期构造层，即下部构造层，在多期块断活动作用下，经风化侵蚀作用，使由不同时代、不同岩性组成的“基岩”塑造成为良好的储集岩体和古地貌突起，其储集岩类型以溶蚀孔洞型和裂缝型为主，其储集性能以碳酸盐岩最好，次为变质岩、碎屑岩和火成岩。当下第三系泥质岩直接超覆不整合在“基岩”突起之上，并以基岩断裂相配合，形成多种类型“基岩”块体不整合圈闭。上覆下第三系泥质岩不仅是良好盖层，还是主要的油气源岩，组成了“新生古储”成油组合。不整合面和断层面是油气运移的良好通道，在下第三系中生成的烃类，经一次运移，聚集在“基岩”块体不整合圈闭中，形成古潜山油气藏。

上第三系为一套河流—沼泽相粗碎屑岩沉积，属坳陷期构造层。上第三系下部砂岩发育，孔隙度高，渗透性能好，为良好的区域性储集层。上第三系基本不具备生油条件，油源主要来自下第三系油源岩，组合成“下生上储”成油组合。在凸起和隆起边缘以及同生大断裂附近，发育一系列的逆牵引背斜、披覆背斜和地层超覆圈闭，呈带状或环带状分布。这些圈闭的形成期与油气运移期相一致，油气藏一般形成较晚，均在明化镇组沉积末期。大多数油气藏埋藏浅、油质重，均属重质油藏（图 5-38）。

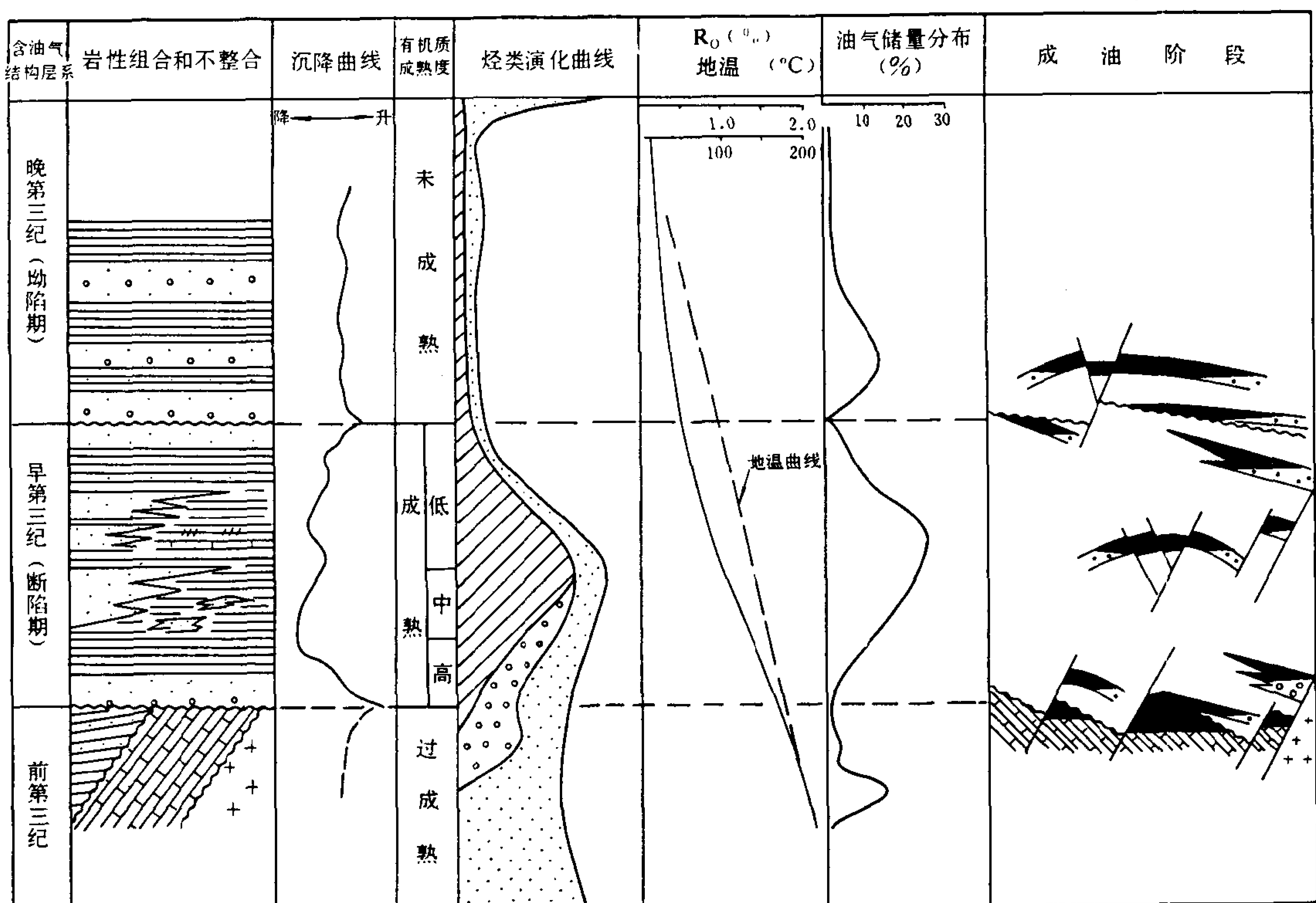


图 5-38　渤海湾盆地含油气结构层系图

北部湾盆地是在古生代深变质岩隆起区背景上发育起来的第三系断陷盆地，经历断陷和坳陷两个发育阶段，燕山运动末期早古新世起，形成断陷，始新世流沙港组二段为断陷发育全盛时期，晚第三纪为坳陷发育阶段，形成统一盆地。北部湾盆地的地质结构与渤海湾盆地十分相似，也具有三个构造层，相应地形成三套含油气结构层系：泥盆—石炭系海相碳酸盐岩和碎屑岩建造，为下部含油气结构层系，属断陷前期构造层，以古潜山油藏为主；下第三系流沙港组和涠洲组为中部含油气结构层系，属断陷期构造层；流沙港组二、三段为本区主要生油气层，与多种类型砂岩体相配合，组成"自生自储"成油组合，油气藏类型以披覆背斜、断鼻构造、地层超覆和岩性等油气藏为主。上第三系海相碎屑岩沉积，泥页岩埋藏浅，地温低，尚未成熟，不具备生油条件。下洋组和角尾组砂岩具有高孔隙度、高渗透率的特征，已发现披覆背斜油藏，属次生重质油藏。

在断陷盆地中三层含油气结构层系的油气富集程度主要决定于断陷的地质结构及其演化史。在一般情况下，中部含油气结构层系中油气富集程度高，这是由于它的成油地质条件优越，油气圈闭类型和数量众多，生储组合好，油源近，运移距离短，油气充满程度高，如辽西、东营、东濮、泌阳和潜江等凹陷。在下第三系断陷与前第三纪"基岩"隆起叠置区，下第三系生油岩系与碳酸盐岩储集体相接触，形成"新生古储"成油组合，有利于断陷前期构造层中形成大量古潜山油气藏，其地质储量占凹陷总储量的 60～70%以上，如饶阳、霸县、大民屯等凹陷。在晚第三纪断裂活动发育区，在凹陷边缘凸起和大型隆起的倾没部位，形成一系列披覆背斜、逆牵引背斜和地层超覆圈闭。断裂成为沟通下第三系与上第三系储集层的油气运移通道，有利于形成大中型油气藏，油气富集程度高，其地质储量占总储量的 60%以

上，如歧口和沾化凹陷等。

（二）坳陷型盆地多层含油气结构层系特征

在我国西部地区广泛分布一系列北西走向的挤压型盆地，如塔里木、准噶尔、柴达木和酒西等盆地，此外，东部地区松辽等盆地也属此类。盆地形成都经历早期裂陷、中期坳陷和晚期回返褶皱等演化阶段，坳陷发育阶段是盆地的主要形成时期，沉陷幅度大，湖盆范围最广，形成一套非补偿性较深—深水湖相暗色泥岩，为盆地的主要生油气岩系。此外，在断陷发育阶段还形成一套次要的生油气岩系。多套生油气岩系控制了盆地多层含油气结构层系的形成以及油气藏类型和分布。在坳陷盆地可分为古老基底、断陷期、坳陷期和回返期等四套构造层，相应地形成四套含油气结构层系。在成因机理上，东部和西部的坳陷盆地有一定差异，可分为东部和西部两种亚类多层含油气结构层系，现阐述如下：

松辽盆地是大型中生代坳陷盆地，它是在内蒙—吉黑古生代褶皱基底上发育起来的，晚侏罗世开始形成断陷，早白垩世时盆地整体沉陷，形成大型湖盆，晚白垩世起，盆地回返上升褶皱，形成盆地的四套构造层，即褶皱基底构造层、断陷期构造层、坳陷期构造层和萎缩期（坳陷后期）构造层，相应地形成四套含油气结构层系。除了褶皱基底构造层以外，在其余三个含油气结构层系中已发现多种类型油气藏，有一定的分布规律，其中以坳陷期含油气结构层系中油气藏类型众多，油气最为富集。

下白垩统为湖相碎屑岩建造，属坳陷期构造层，是一个富含油的含油气结构层系。在持续稳定沉陷时期，堆积了较深—深水湖相生油岩系，生油母质以藻类为主，类型以腐泥型为主，有机质丰富，烃类生成量可达160～200mg／g。地温梯度和大地热流值高，平均地温梯度4.2℃／100m，平均热流值1.70×10^{-3}cal／cm^2·s，由于埋深较浅，生油岩成熟度较低，有利于有机质向液态烃转化。三角洲砂体发育，规模大，并直接楔入巨厚生油岩体中，形成"自生自储"成油组合。构造型圈闭发育，以短轴背斜和穹窿构造为主，成排成带分布，规模较大。在三角洲砂体前缘带，发育原生性岩性圈闭，数量众多。在坳陷期含油气结构层系中以背斜油藏为主，其中包括特大型大庆油田，其地质储量占总储量的95%，次为断块、断鼻、岩性油气藏。

上侏罗—下白垩统为一套河流—沼泽相火山碎屑岩含煤建造和湖相碎屑岩建造交替，属断陷含油气结构层系，是一个富含气为主的含油气结构层系。在断陷湖盆发育中期形成一套河流沼泽相煤系地层和浅湖相碎屑岩，母质类型以腐殖型为主，由于时代老，埋藏深，有机质成熟度高，有利于天然气的形成，所生成的天然气以甲烷为主，甲烷同系物含量低，天然气碳同位素比值重，油气圈闭以披覆背斜和挤压背斜为主，还发育地层超覆和构造—岩性圈闭。目前已在德惠—梨树断陷发现农安气藏，为富含二氧化碳气藏。由于埋深较大，砂岩成岩后生作用较强，本区产层以中低渗透层为主。在莺山断陷发现一系列"下生上储"型次生气藏，含气层以扶余和杨大城子油层为主，如汪家屯—升平和宋站等气田，经勘探证实气源来自上侏罗统生气岩，断裂为天然气运移的通道，一般天然气聚集在物性相对较好砂岩中，在断陷周围的披覆背斜扶余、杨大城子组气层是一个富气层系，此外在登娄库组披覆背斜中获工业性油气流，如昌德和肇州西背斜。

上白垩统四方台组和明水组是一套河流相红色砂、泥岩建造，属盆地回返上升阶段沉积，储油条件好，但无生油条件。在局部盖层发育地区，又存在断距较大的断裂，有利于次生性油气藏的形成，但数量少。如红岗油田明水组气藏（图5-39）。

准噶尔盆地为挤压型坳陷盆地，它是在古老地块和古生代褶皱基底背景上发育起来的，

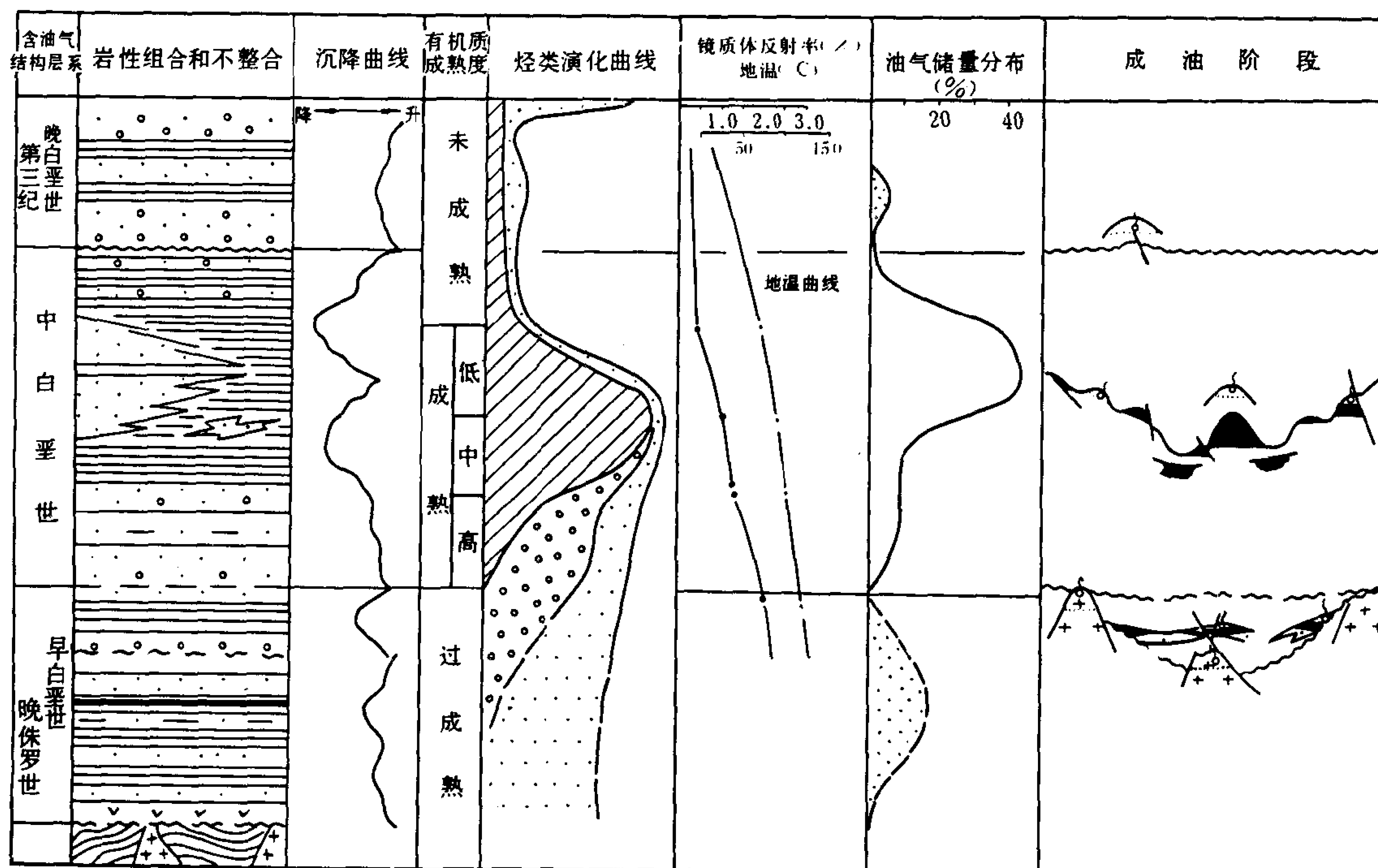


图 5–39　松辽盆地含油气结构层系图

石炭纪末期开始形成断陷，在早二叠世末盆地明显下沉，并向坳陷转化，三叠纪开始才成为统一的坳陷盆地，一直持续至白垩纪末，局部地区持续至早第三纪末。晚第三纪为盆地回返褶皱阶段。盆地坳陷发育阶段持续时间长，具有多沉积旋回特点，相应地形成多套生油气岩系，中上二叠统为本区主要生油气岩系，中上三叠统、中下侏罗统和渐新统生油气岩系分布局部，为次要生油岩系，多套生油气岩系控制多套含油气结构层系，这是西部拗陷盆地的显著特点，有别于东部坳陷盆地。

准噶尔盆地多套含油气结构层系是由深部基底、二叠纪断陷期、三叠纪坳陷早期、中生代坳陷晚期和第三纪萎缩期等多套含油气结构层系构成，其中二叠系和三叠系可能为本区油气最为富集的含油气结构层系，油气藏类型较多。

三叠系为一套坳陷湖盆稳定发育阶段沉积，是由冲积扇—河湖相粗碎屑岩和较深—深水湖相暗色泥岩组成，属坳陷早期含油气结构层系。在沉积上具有下粗上细沉积特征，生储盖配置条件好，中下三叠统洪、冲积扇砂体和三角洲砂体为主要储集层，上三叠统泥岩为区域性盖层，油源来自上二叠统和中上三叠统生油岩系，油气源丰富，油气藏类型众多，形成本区主要含油气层系。

上二叠统为灰黑色泥岩、页岩和油页岩、夹有碳质泥岩，是本区的主要油气源层，湖盆边缘富含植物碎屑和孢粉等，母质类型以腐殖型为主，向湖盆中部水生生物增多，母质类型以混合型为主。有机质丰度较低，生油岩埋深较大，成熟度高，已进入凝析油和湿气阶段。

中下三叠统洪、冲积扇和三角洲储集体，砂砾岩和砂岩分布较为稳定，次生成岩作用较轻，以泥质胶结为主，原生粒间孔隙发育，储集条件较好，孔隙度 10～20%，渗透率（20～100）$\times 10^{-3}\mu m^2$。

在此含油气结构层系中油气分布范围大，油气藏类型多，已发现断块油藏、断层复杂化的背斜油藏，地层不整合油藏。如西北缘地区本层系油气储量占总地质储量的 56.6%。

二叠系（或石炭二叠系）是粗碎屑岩旋回层，属于断陷期含油气结构层系，也是本区主要含油气层系之一。油源来自上二叠统暗色泥岩，部分油源可能来自下二叠统风成城组暗色泥岩，也是盖层。沿盆地边缘发育一系列洪冲积扇，规模较大，非均质程度高，横向变化大，成岩后生作用较强，次生孔隙占优势，储集条件中等，孔隙度 8～14%，渗透率小于 $100\times10^{-3}\mu m^2$。在此含油气结构层系中已发现了背斜油气藏、断块油气藏和背斜—不整合油气藏等，油气性质好，如盆地东部火烧山油田。

中下石炭统以一套中基性火山岩为主,并与粗碎屑沉积岩组成不等厚互层,属于深部基岩含油气结构层系。油源来自上部二叠系油源层,基岩的岩性是由一套多期喷发的玄武岩、安山岩、安山质火山角砾岩、角砾溶岩、凝灰岩和凝灰质碎屑岩组成,经风化淋漓和断裂作用，溶蚀孔和微裂缝发育,属裂缝型储集层。油气藏类型以不整合“基岩”块体为主,油质轻、产量高，有时还发现凝析油。

侏罗—白垩系碎屑岩沉积属坳陷晚期含油气结构层系，下侏罗统三工河组为生油岩系，中下侏罗统三角洲砂体为良好储集层，而上侏罗统为盖层，组成一个完整的生储盖组合，在盆地南部已发现齐古原生性油田。

三工河组为一套湖沼—浅湖相灰、灰黑色泥岩夹煤线，富含植物化石，母质类型以腐殖型为主，部分为腐泥型，有机质丰度较高，成熟度低，只有盆地中部生油岩才成熟，三工河组和吐鲁番组的三角洲砂岩体发育，规模较大，在砂岩成分中石英含量高达 30～40%，分选和磨圆度好，次生成岩作用微弱，以原生孔隙为主，储集条件好、孔隙度 15～30%，渗透率 $100\times10^{-3}\mu m^2$ 以上，油气藏类型以地层不整合油气藏和背斜油气藏为主。盆地边缘油气藏埋藏较浅，以稠油为主。油气藏规模以中小型为主。

第三系碎屑岩沉积属回返褶皱期含油气结构层系。下第三系安集海河组灰黑、灰绿色泥岩夹泥灰岩、介壳灰岩薄层，为较深淡水湖相暗色泥岩沉积，有机质十分丰富，母质类型以腐泥型为主，但是埋藏较浅，成熟度低，仅在南缘盆地中部生油岩为成熟的生油岩。目前已发现的独山子油田的油源属于此生油岩系。第三系三角洲砂体发育，由于时代新、埋藏浅，成岩后生作用轻微，岩石疏松，以原生粒间孔隙为主，储集条件好，孔隙度 20～30%，渗透率 $100\times10^{-3}\mu m^2$ 以上。盖层条件好，油气藏类型以背斜构造油藏和构造—岩性油藏为主(图 5-40)。

此外酒西盆地和柴达木盆地都有类似多层含油气结构层系的特征。

四、纵向上油气的分带性

随着油气的勘探程度不断加深，发现油气的相态转变与其埋深有一定关系。这与盆地沉陷深度、生油岩母质类型及其演化程度、所处的温度和压力条件有密切关系。不少石油工作者认为，在含油气盆地中油气资源主要集中在一个较窄的深度范围内，埋深 750～3000m。但是，深层勘探的大量实际资料表明，在纵向上烃类相态有明显分带性，上部为石油的主要集中带，下部为天然气的主要集中带。H.K.Hudson 对墨西哥湾和二叠含油气盆地的油气垂向进行分析，发现随着埋深不断增加，油藏的数量从 2400m 开始逐渐减少以至消失，而凝析气藏和气藏开始占优势，在埋深 2400m 以下油藏总数占全部油气藏的 46%，在埋深 3000m 以下为 37%，在埋深 3600m 以下为 30%，在埋深 4800m 为 11%。

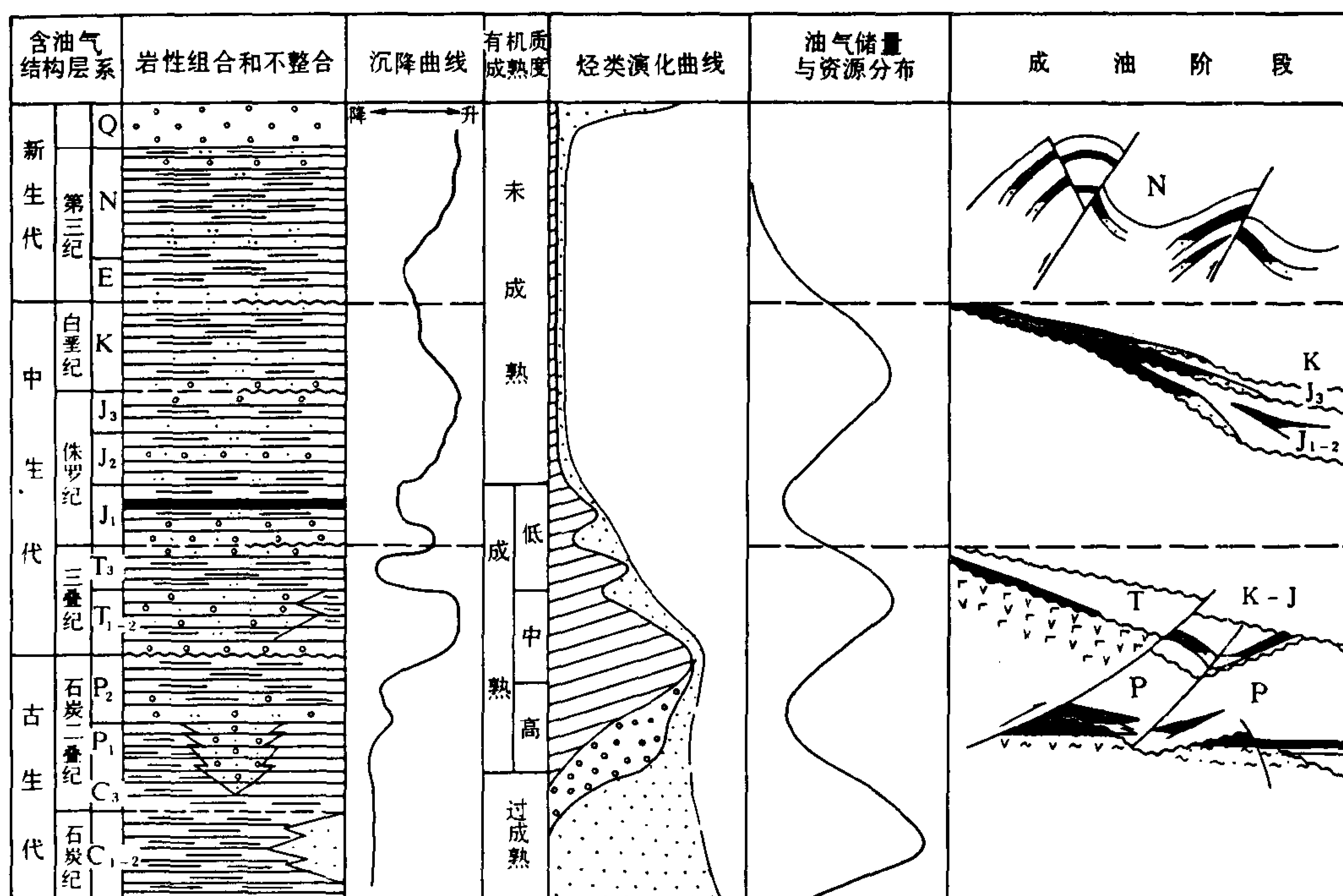


图 5-40 准噶尔盆地多层含油气结构层系图

在陆相含油气盆地中油气相态在纵向上分带性十分明显。据初步统计，按油气地质储量的纵向分布，石油的地质储量主要分布在 2500m 以上，其储量占总地质储量的 79.7%，其中约有 50%的地质储量主要集中在 500～1500m 深度范围内。天然气的地质储量主要是分布在 2500m 以下，其储量占总储量的 53%左右，其中 37.6%的地质储量主要集中在 2500～3500m 深度范围内，此外，在 1000～2000m 还有一个次要的天然气集中带，其储量约占总地质储量的 30%左右。东部含油气盆地有类似特点，特别是松辽盆地和渤海湾盆地廊固和霸县凹陷油气垂向分带性十分明显，上部为石油主要集中带，而下部为天然气集中分布带，如松辽盆地它们之间的界线大致在 1000m，而廊固和霸县凹陷在 3000m 附近（图 5-41）。这与盆地生油岩母质类型、成熟度和温度压力条件有关。

（一）生油气岩系母质类型及其成熟度控制烃类相态垂向分布

陆相含油气盆地具有多沉积旋回特点，相应地形成多套生油气岩系，其中湖盆主要发育阶段所形成的生油岩系往往是主要油气源岩，其余的生油气岩系为次要的油气源岩。早期油气圈闭所处的有机物质热演化阶段或油气生成带，决定着油气藏内部的烃类相态和组分。随着生油气岩埋深、温度和压力的不断增高，在生物化学和地球化学作用下，有机质中干酪根经历了热降解演化过程，在不同深度范围内形成不同相态的烃类物质，大致可分为四个油气生成阶段，各阶段烃类有各自的地球化学特征。

1.生物甲烷气和未成熟油生成阶段

镜质体反射率小于 0.5～0.6%，属生油岩未成熟阶段。

在低温低压和生物化学作用下，主要是在地层温度 50～60℃时，使分散有机物质逐渐转化成为生物甲烷气，特别是腐殖型有机物质，有利于形成较多生物成因气，并以水化合物

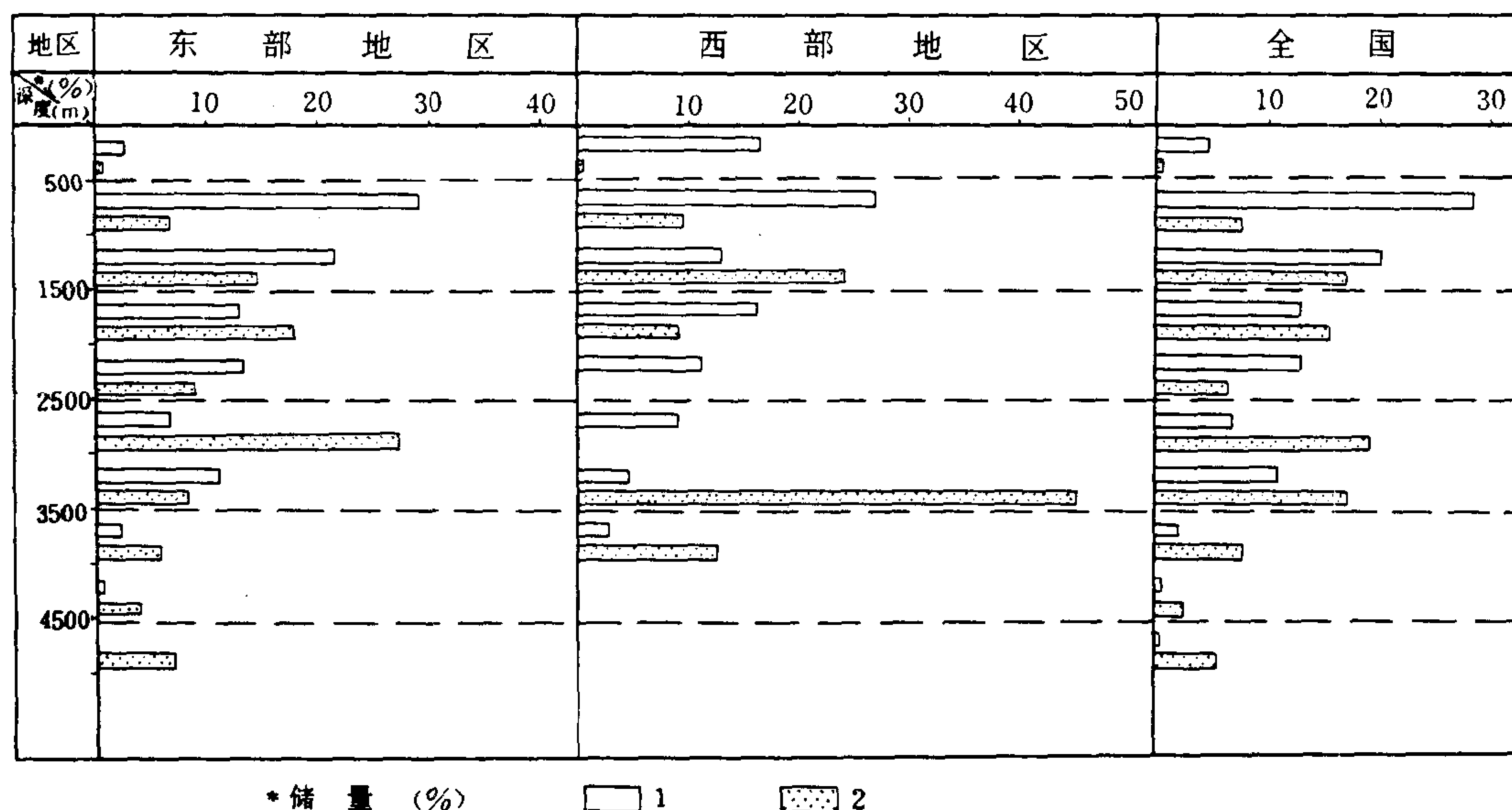


图 5-41 中新生代盆地油气储量垂向分布系列图

1—油储量；2—气储量

形式聚集在沉积岩层中。只要早期有良好保存条件的地区，所有时代的生油岩系均有利于生物甲烷气藏的形成，如柴达木盆地盐湖、涩北一、二号气田和长江沿岸第四系气藏等。生物成因气以甲烷为主，重烃含量小于 1%，富含 CO_2 和 N_2 等非烃类气体，碳同位素比值较低，一般小于−69‰，部分生油岩中可溶有机质直接转化成未成熟重质油，甾烷生物标记化合物异型构体占绝对优势，规模较小。在此深度范围内还发现生物降解的重质油和天然气，有人称为次生油气藏，它们的地球化学特征与生物成因气和未成熟原油有一定差别。

2.液态烃和溶解气阶段

镜质体反射率 0.5～1.3%，属生油岩成熟阶段，使生油岩的干酪根热降解，生成大量液态烃，同时还生成一定数量气态烃。随着埋深和热变质程度提高，液态烃开始逐渐裂解，气态烃含量愈来愈高。这一阶段液态烃数量多于气态烃，成为生油主要阶段，有利于大量油藏和带气顶油藏形成。原油性质具有原生型，它的物理性质和地球化学特征与相邻生油岩的成熟度有关，天然气以溶解气和伴生气为主，甲烷含量低，重烃含量高，甲烷气中碳同位素比值中等，为−36～−48‰。

3.凝析油和湿气阶段

镜质体反射率 1.3～2.0%，属生油岩高成熟阶段。

在高温高压条件下，使早期生成的液态烃大量裂解，生成轻质油和气态烃（甲烷和湿气），在数量上大于轻质油，有利于形成凝析油气藏。凝析油具有高成熟特征，族组分组成中芳香烃含量高，碳数范围宽，主峰碳位于 C_9—C_{11} 之间，石蜡指数和庚烷值高。

4.高温甲烷气阶段

镜质体反射率大于 2.0%，属过成熟阶段。

在高温高压条件下，使干酪根和液态烃进一步裂解成甲烷干气，其含量在 95%以上，iC_4/nC_4 比值低，碳同位素值大，甲烷碳同位素比值为−30～−40‰。

综合上述，凡是经历了一个完整油气生成阶段的盆地，在不同的油气生成带相应形成不同烃类相态矿藏，它们的垂向分布序列是：气藏（生物成因的或次生型的）—油气藏—油藏—凝析油气藏—甲烷干气藏。在陆相含油气盆地中，由于构造运动较为强烈，断裂相对发育，油气活动性又较大，极易向上运移和扩散。上部气藏大多数为次生的生物降解气，仅在保存条件较好的盆地中为生物成因气藏或低成熟凝析气藏。中部油藏和油气藏广为发育，这与陆相生油岩埋深适中、成熟度一般较低有关。下部的凝析气藏和气藏都为原生型的，属高成熟的裂解气。目前，我国天然气藏中绝大部分凝析油含量高，应属凝析气藏。此外，油藏和气藏主要集中带又与生油岩的成油主带和成气主带的深度不附合，一般向上偏移 1000m 左右。

（二）油气藏垂向分带的几种类型

由于盆地和凹陷的古构造、古地理和地球化学条件不同，在大多数情况下盆地的油气藏垂向分带是不完整的。按油气藏垂向分布特点大致可分为四种类型（图 5–42）。

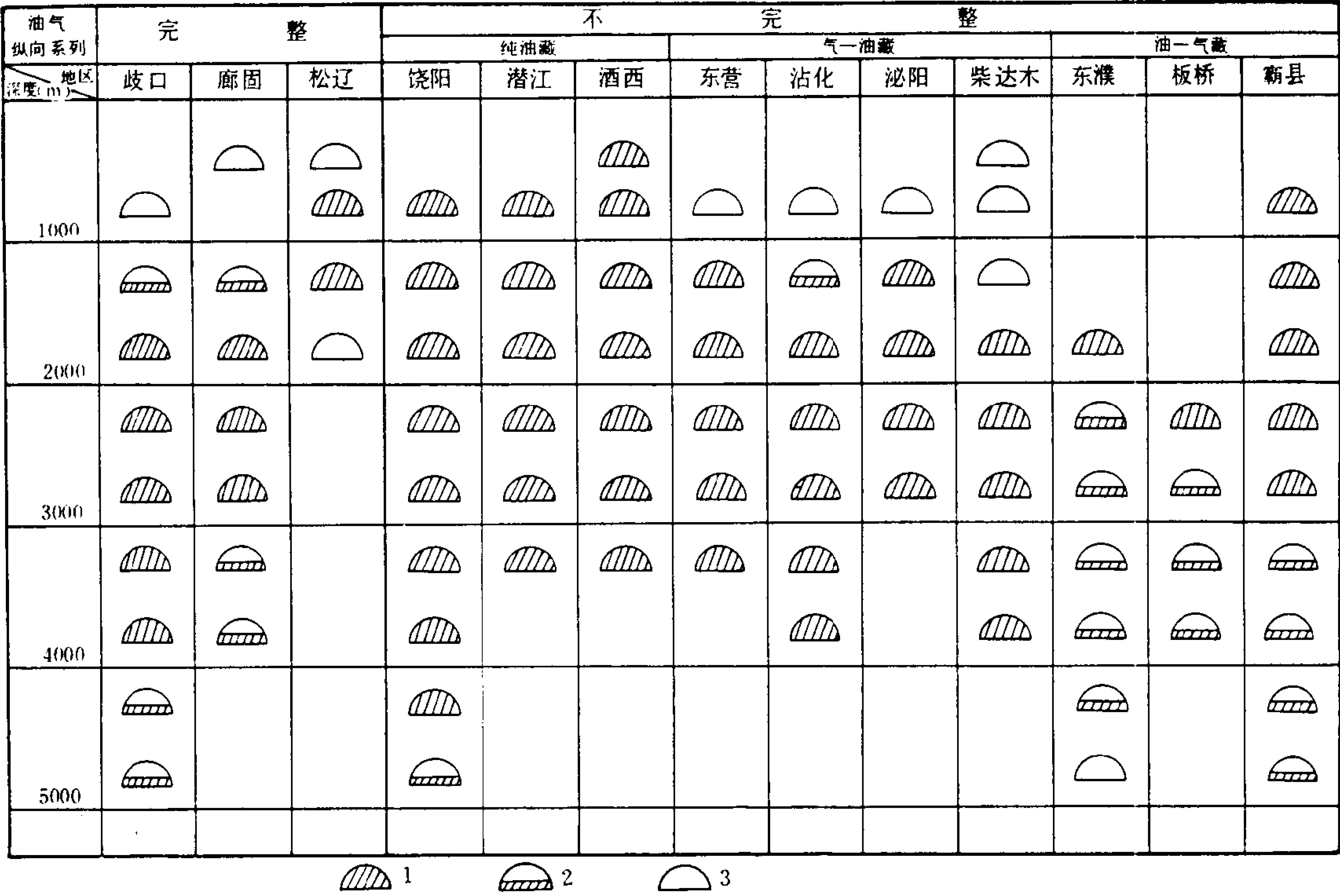


图 5–42 中新生代盆地油气藏垂向分布系列图

1—油藏；2—凝析气藏；3—气藏

1.气藏—凝析气藏—油藏—凝析气藏和天然气藏

油气垂向分布系列较为完整。凡是生油岩埋深大、热演化程度高、油气纵向运移又较为活跃的地区，在浅层发育次生气藏和次生凝析气藏，在深部 3000m 以下开始分布凝析气藏，中部为油藏集中分布带。如歧口和廊固凹陷。松辽盆地发育二套生油气岩系，上部下白垩统腐泥型生油岩成熟度低，为油藏的油源岩，而下部上侏罗统腐殖型生油岩成熟度高，为深部气藏的气源岩。

2.纯油藏

生油岩母质类型以腐泥型或偏腐泥的混合型为主，埋藏深度适中，仅达生油主峰阶段。生成大量液态烃和部分伴生气，而且，天然气又溶于原油中。由于后期构造运动不发育，保存条件好。浅层次生气藏不发育，在深部仅发现少量凝析气藏，在垂向上主要分布油藏，如饶阳、深县和潜江凹陷等。

3.气藏—油藏

生油岩类型以腐泥型为主，埋藏适中，热演化程度低，基本上尚未进入凝析油和湿气演化阶段。构造运动较强烈，断裂发育，油气垂向运移较为活跃，有些油藏还发生过二次分配过程，形成次生气藏或次生重质油藏，如东营、沾化和泌阳等凹陷。柴达木盆地也有类似油气垂向分布系列，但是上部气藏为生物成因气藏。

4.油藏—凝析气藏—气藏

生油岩类型以偏腐殖的混合型为主，热演化程度高，部分已进入湿气和干气生成阶段。盖层条件好，油气分布基本上保持原生的垂向分带性，如东濮、板桥和霸县凹陷。

五、陆相盆地油气生成中心控制油气藏展布

陆相含油气盆地或断陷的沉积中心都自成一个独立油气生成中心和油气富集中心，即油气生成、运移和聚集以盆地和断陷为单元。由于陆相盆地沉积相带均呈环带状或半环带状分布，在盆地边缘地带分布了多种类型储集岩体，并向盆地中部尖灭，在纵向上不同时代不同类型的砂岩体相互叠置，成为储集层的有利分布带；而盆地中部为较深—深水湖相暗色泥岩分布区，成为生油气中心；在时间上和空间上具有良好生、储油岩配置关系，油气以近源短距离运移为主。在盆地的不同部位形成多种类型油气圈闭，包括构造型和地层—岩性型油气圈闭，有一定分布规律，并与储集层相配合，成为油气聚集和富集的场所。为此，所形成的油气藏（田）和油气聚集带（区）严格受生油气中心控制，并呈环带状展布。在不同类型的含油气盆地中，由于盆地的地质结构及其演化史、沉积模式以及构造型和地层—岩性型圈闭类型发育程度的不同，具有各自的油气藏组合类型（或称为油气藏分布模式）。

中新生代陆相盆地可分为三种类型：西部为挤压型坳陷盆地，东部为拉张型断坳盆地，中部为复合型坳陷盆地。在不同类型的盆地中有不同的构造分布模式：西部盆地为逆掩断裂褶皱带—中央隆起褶皱带或背斜带—逆冲断裂褶皱带；东部盆地为陡坡断阶带—逆牵引背斜带—中央潜山披覆背斜带或者底辟拱升背斜带—缓坡断鼻构造带。中部复合盆地为逆冲断裂褶皱带—坳陷带—单斜鼻状构造带或平缓背斜带。这对区域性油气富集带和油气藏主要类型起了一定的控制作用。

（一）断陷型盆地油气藏分布模式

在东部断陷盆地，如渤海湾、南襄、江苏、江汉和北部湾等含油气盆地，中新生界具有相似的地质结构、成烃条件和油气藏分布模式。盆地内部凹凸相间排列，由一系列相互分割的箕状断陷组成，在下第三系沉积过程中每个箕状断陷自成一个独立沉积系统、成油单元和油气富集中心。一个箕状断陷自成一个油气藏分布模式，其平面的分布规律是：在断陷陡坡带的内侧同生大断裂下降盘发育以逆牵引背斜油气藏为主，而在其边缘分布以地层超覆油气藏为主，次为断层遮挡岩性油气藏；在断陷缓坡带中部分布披覆背斜油气藏、“坡上山”式古潜山油气藏和粒屑灰岩岩性油气藏，在其内侧的同生断裂的下降盘往往以发育逆牵引背斜油气藏为主，次为断层—岩性和地层超覆油气藏，在其边缘分布以地层不整合油气藏或沥青封

堵不整合稠油藏为主，次为断块油气藏；在断陷中发育以古潜山油气藏为主，或以底辟拱升背斜油气藏为主，或者以披覆背斜油气藏为主，次为透镜状岩性油气藏（图 5–43）。

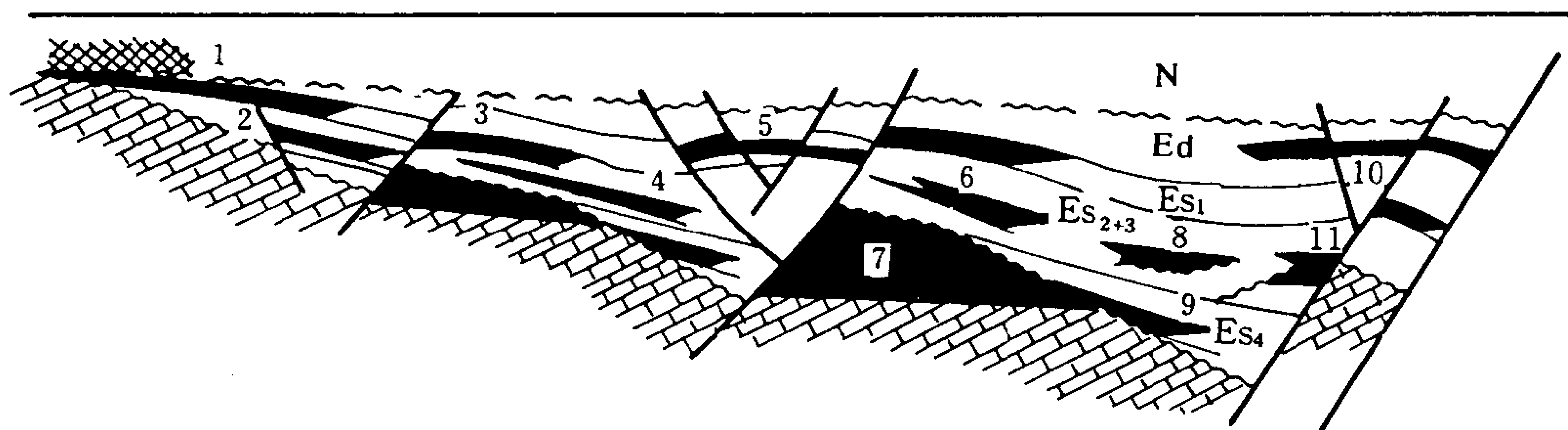


图 5–43　断陷盆地油气藏分布模式图

1—地层不整合（或沥青封闭）油气藏；2—断块油气藏；3—披覆构造油气藏；4—粒屑灰岩岩性油藏；5—挤压构造油藏；6—砂岩上倾尖灭油藏；7—古潜山油藏；8—透镜状砂岩岩性油气藏；9—地层超覆油气藏；10—逆牵引背斜油藏；11—断层—岩性油气藏

由于断陷的地质结构、块断活动强度、沉积和地层不整合发育特征有一定差异，导致断陷主要含油气结构层系和主要油气藏类型各不相同，形成了多种形式的断陷盆地油气藏分布模式。

1.以逆牵引背斜和底辟拱升背斜为主体的油气藏分布模式

箕状断陷具有继承性发育特点，在主要成盆时期，断块升降幅度较大，凹陷相对开阔，生油岩规模大、质量好，储集岩体类型多，曾发生三次较大的地层超覆不整合，同沉积构造发育，以逆牵引背斜和底辟拱升背斜圈闭为主，在盆地边缘发育大量地层超覆和地层不整合圈闭，形成了以逆牵引背斜油气藏为主或底辟拱升背斜油气藏为主，次为地层—岩性油气藏的展布模式。油气主要富集在中部含油气结构层系中，如东营、东濮和辽河东部等凹陷。东营凹陷属逆牵引背斜为主的油气藏分布模式，而东濮和辽河东部凹陷为底辟拱升背斜为主的油气藏分布模式。

东营凹陷位于渤海湾盆地济阳坳陷东南部，是一个受陈家庄南基底大断裂控制的箕状断陷。断陷发育时期较早，渐新世早期沙三段时开始大幅度持续稳定沉积，沉积了一套较深—深湖相暗色泥岩，其厚度达千米以上，有机物质十分丰富，既有水生生物，又有陆源植物，有机质干酪根类型属偏腐泥的混合型。暗色泥岩分布面积约 5000km^2，占凹陷面积的 89%，成熟生油岩面积 2700km^2，占凹陷面积的 53%，有机质丰度高，有机碳含量 1～2.5%，氯仿沥青“A”0.13～0.45%，总烃含量 700～1400ppm，油气资源十分丰富（图 5–44）。

早第三纪时期断块活动相对持续稳定而升降幅度较大，构造发育的基本特征以边沉积、边断裂、边褶皱为主，构造形变的主要形式是同生断层和同沉积构造。在凹陷北坡发育三条东西向同生断层，在其下降盘形成逆牵引构造，由东向西有永安镇、民丰、胜利村、利津、滨南等。在凹陷中央部位分布东辛同生断层塑性拱升背斜带。这些构造都定型于东营组末期，成为本区主要的含油气构造。这类构造都围绕利津生油洼陷分布，又临近由东向西伸入生油凹陷西侧的沙河街组三角洲砂体，形成良好的生储盖组合，利于油气及时运聚。目前在

该三角洲砂体中已找到的地质储量占总储量的 54%。

渐新世晚期是同生断层逆牵引构造主要发育期和定型期，也是同生断层塑性拱升隆起的主要发育完成期，并与生油岩的成熟排烃期相一致。此时北部地区由洼转隆，沉降中心由利津—胜利村南移至梁家楼—牛庄地区。因而北部古静压的压降梯度大，供油区大，成为油气运移、聚集的主要方向。已形成的同生断层逆牵引背斜和同生断层塑性拱升构造成为油气富集的主要场所，形成了以大中型油气田为主的油气富集区。

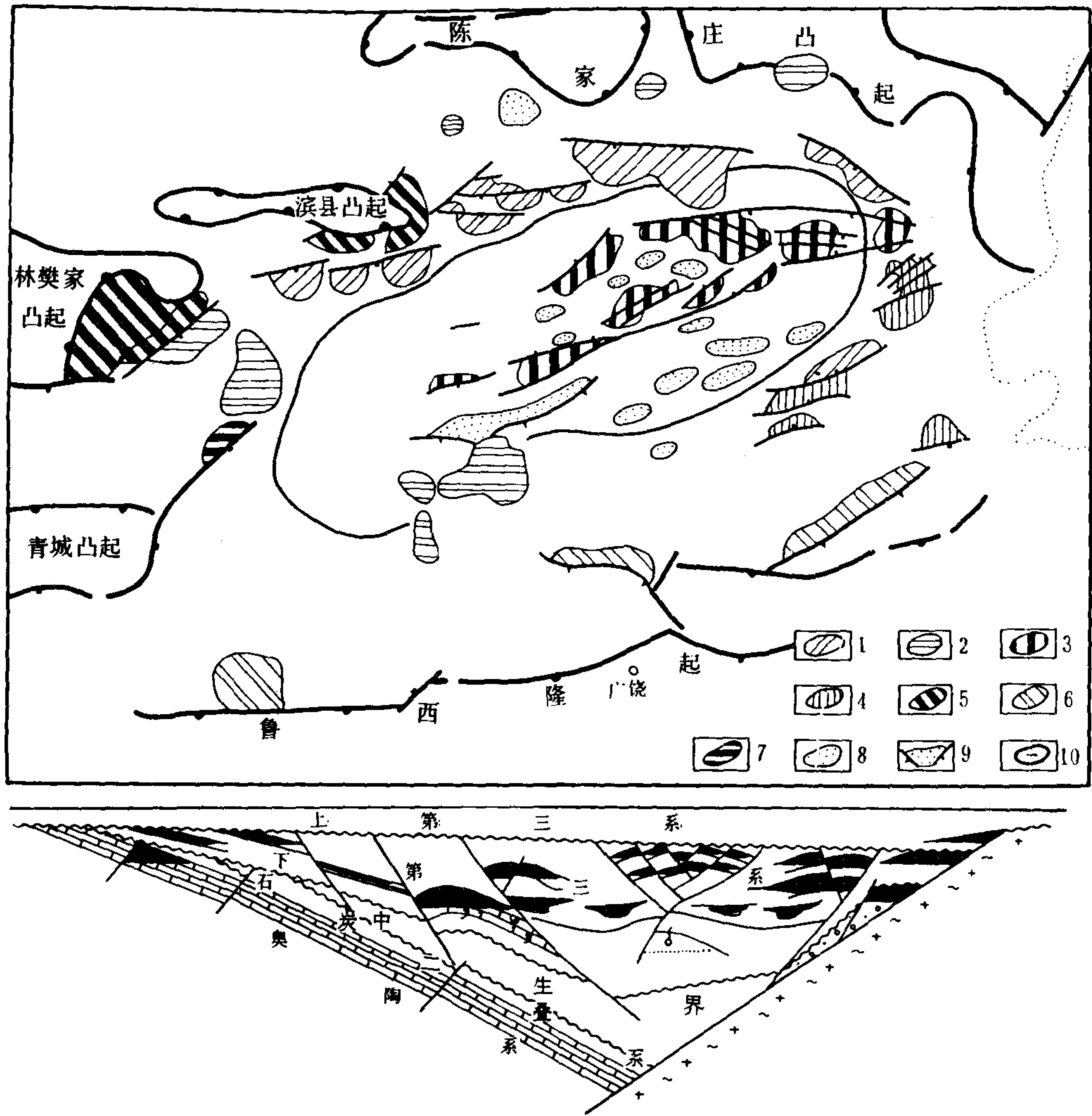


图 5-44 以逆牵引背斜和底辟拱升背斜为主的油气分布模式图
(以东营凹陷为主)

油气藏类型：1—逆牵引背斜；2—披覆背斜；3—底辟拱升背斜；4—断块；
5—地层超覆；6—地层不整合；7—古潜山；8—透镜体岩性；9—河道砂岩性；10—生油凹陷

2.以披覆背斜构造为主的油气藏分布模式

箕状断陷紧邻大型隆起或凸起，在主要成盆时期次一级块断突起发育，由于这些块断体翘起部位在块断活动中潜伏相对较低，并接受或部分接受渐新统地层超覆，使之具备一定的

生储盖组合条件。在不同级次断块翘倾基础上形成大量披覆背斜，并有规律地分布在凹陷中部和隆起或凸起的周缘，围绕生油凹陷，形成了以披覆背斜油气藏为主，辅以岩性和古潜山油气藏的展布模式。其中以沾化凹陷披覆背斜为主的油气藏分布模式较为典型。油气主要富集在上部含油气结构层系中（图 5–45）。

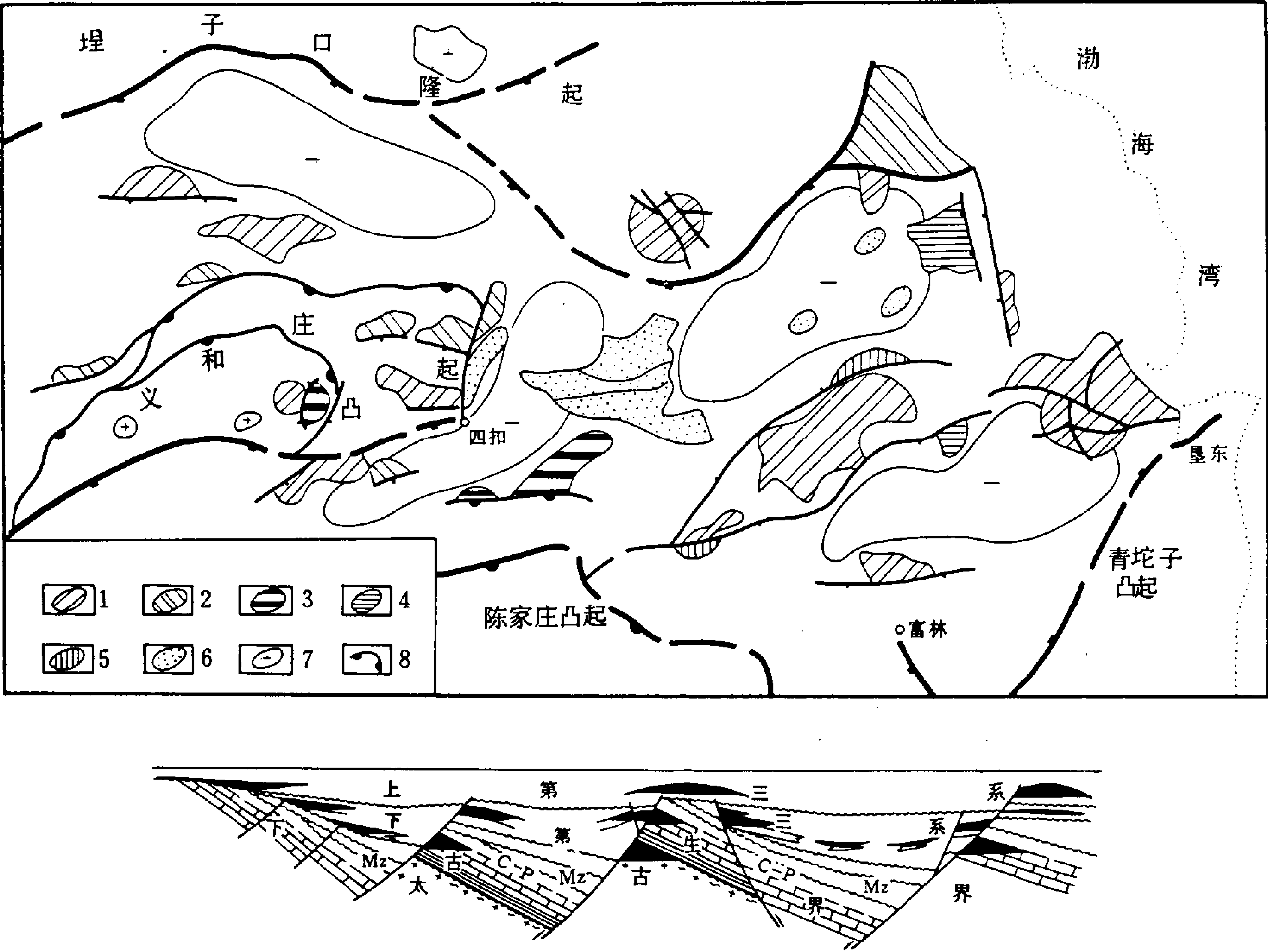


图 5–45 以披覆背斜构造为主的油气藏分布模式
（以沾化凹陷为例）
油气藏类型：1—披覆构造；2—古潜山；3—地层超覆不整合；
4—断块；5—逆牵引背斜；6—岩性；7—披覆构造圈闭；8—地层缺失线

沾化凹陷位于渤海湾盆地济阳坳陷北部，陈家庄和义和庄断块体倾没部位，是一个受渐新世生油凹陷控制，以披覆构造圈闭为主要类型的油气富集区。80%以上的地质储量都分布在披覆构造圈闭之中。

沾化凹陷为一受义南和埕南基底大断裂控制的渐新世箕状断陷，断陷的主要发育时期较晚，沙一段—东营组厚度很大，是相对的沉降区，沉积了一套较深湖—深湖相暗色泥岩，地层厚度达千米以上，富含有机质，还原条件好，转化程度高，沙一段和沙三段都是良好的生油层系。

渐新世时期块断活动相对持续稳定，北东向基底断层较强烈活动，把原有的块断体切割改造成若干块隆，渐新世沉积披覆和超覆其上，形成披覆背斜和鼻状构造圈闭，并有规律地展布。上第三系披覆构造主要分布在断陷边缘下古生界秃顶块隆上，下第三系披覆构造分布

在断陷中生界的块隆上，而下第三系鼻状披覆构造分布在块断体的弧形突起部分。披覆构造成为本区油气富集的主要圈闭类型。

披覆构造与生油凹陷配置关系的不同，形成不同类型的生储盖组合形式，油气成因条件亦不同。下第三系披覆背斜或披覆鼻隆都分布在生油凹陷之中，形成了自生自储组合形式，近油源，保存条件好，低隆起成为油气富集的主要场所，如垦利、桩西、五号桩、垦西等下第三系披覆背斜油气藏和罗家、大王庄、渤南等披覆鼻状构造油藏。上第三系披覆背斜主要分布在大型隆起区边缘或顶部，邻近生油凹陷，生油层系超覆在其上，形成侧变式生储盖组合形式，断层或地层不整合面是油气运移的通道，凹陷中所生成的油气经断层或地层不整合面运聚在披覆背斜圈闭里，形成次生油气藏。原油性质差，具相对密度高、粘度高和含蜡量低等特点，如孤岛、孤东、埕东和义和庄等上第三系披覆背斜油气藏。

3.以古潜山圈闭为主的油气藏分布模式

箕状断陷形成在前第三纪块断隆起之上，块断活动和基岩断裂十分发育，在断陷形成的同时，在凹陷不同部位形成多种形式的古潜山圈闭，在陡坡带为“断阶山”型，中部为“凹中山”型，缓坡带为“坡上山”型。这些古潜山圈闭直接被生油岩系覆盖，使生油岩直接覆盖或以断层面的形式与岩溶块断体直接接触，组成“新生古储”成油组合，油气运聚在岩溶体组成的古潜山圈闭之中，形成了以古潜山圈闭为主的油气藏分布模式，油气主要富集在断陷前含油结构层系中。如饶阳、霸县和大民屯等凹陷古潜山为主的油气藏分布模式（图 4−46），95%以上的地质储量分布在此种圈闭中。

饶阳凹陷位于渤海湾盆地冀中坳陷中部，是一个以任丘古潜山油田为中心的油气富集区。印支运动以前本区属于中晚元古代沉降区的一部分，沉积巨厚的碳酸盐岩，尤为高于庄组、雾迷山组藻白云岩，厚数千米，古生代亦有较厚沉积，为后期构成碳酸盐岩岩溶体创造了有利条件。印支运动以后，进入了中新生代断块活动十分强烈时期，形成了中生代块断隆起区，属赞黄—阜平复式背斜隆起区的一部分，经长期风化溶蚀作用，使巨厚的碳酸盐岩体形成缝洞十分发育的岩溶体。早第三纪时期断块活动较为强烈，次级基岩断层较为发育，把断块岩溶体切割成高差悬殊、大小不等的断块岩体。由于断块岩体的差异升降活动，在断块下降盘一侧接受沉积，形成生油洼陷，上升一侧被掩没覆盖形成岩溶体断块圈闭，构成了“新生古储”成油组合。断层和古潜山不整合面是油气运移的通道。地球化学和原油孢粉资料充分证实，古潜山的原油主要来自周围的生油洼陷。洼陷中所生成的油气沿断层或不整合面进入岩溶块体圈闭，形成岩溶块断体油藏为主要类型的富集区（图 5−45）。

由于早第三纪时期的断块活动，在凹陷不同部位形成了由次一级基岩断裂带控制的“块断山”山系，均呈北北东走向，在陡坡带为南马庄—河间—留路“古潜山”带、凹陷中心部位有鄚州—任丘“古潜山”，在缓坡带有雁翎“古潜山”带。由于“新生古储”组合形式差异，有二种不同的生储组合形式：一种是生油岩直接覆盖或超覆在岩溶体之上，形成岩溶体不整合块体油藏，如任丘、雁翎、鄚州和八里庄西等油藏；另一种是岩溶体被非生油层覆盖，经后期断裂活动使岩溶体与生油岩以断层面的侧向接触，形成了岩溶体断块油藏，如河间、留北、薛庄、八里庄等油藏，有一定的分布规律。本区成为以“古潜山”油藏为主，以河间—肃宁砂岩岩性油藏聚集带（区）和高阳缓坡粒屑灰岩岩性油藏聚集带（区）为辅的油气富集区。

4.以地层超覆不整合圈闭为主的油气藏分布模式

箕状断陷具有早凹后抬的特点，其缓坡带又是一个早期超覆、晚期退覆的古斜坡带，沿缓坡带分布扇三角洲和湖底扇砂体，又发育多次地层超覆不整合，并与鼻状构造带相配合，

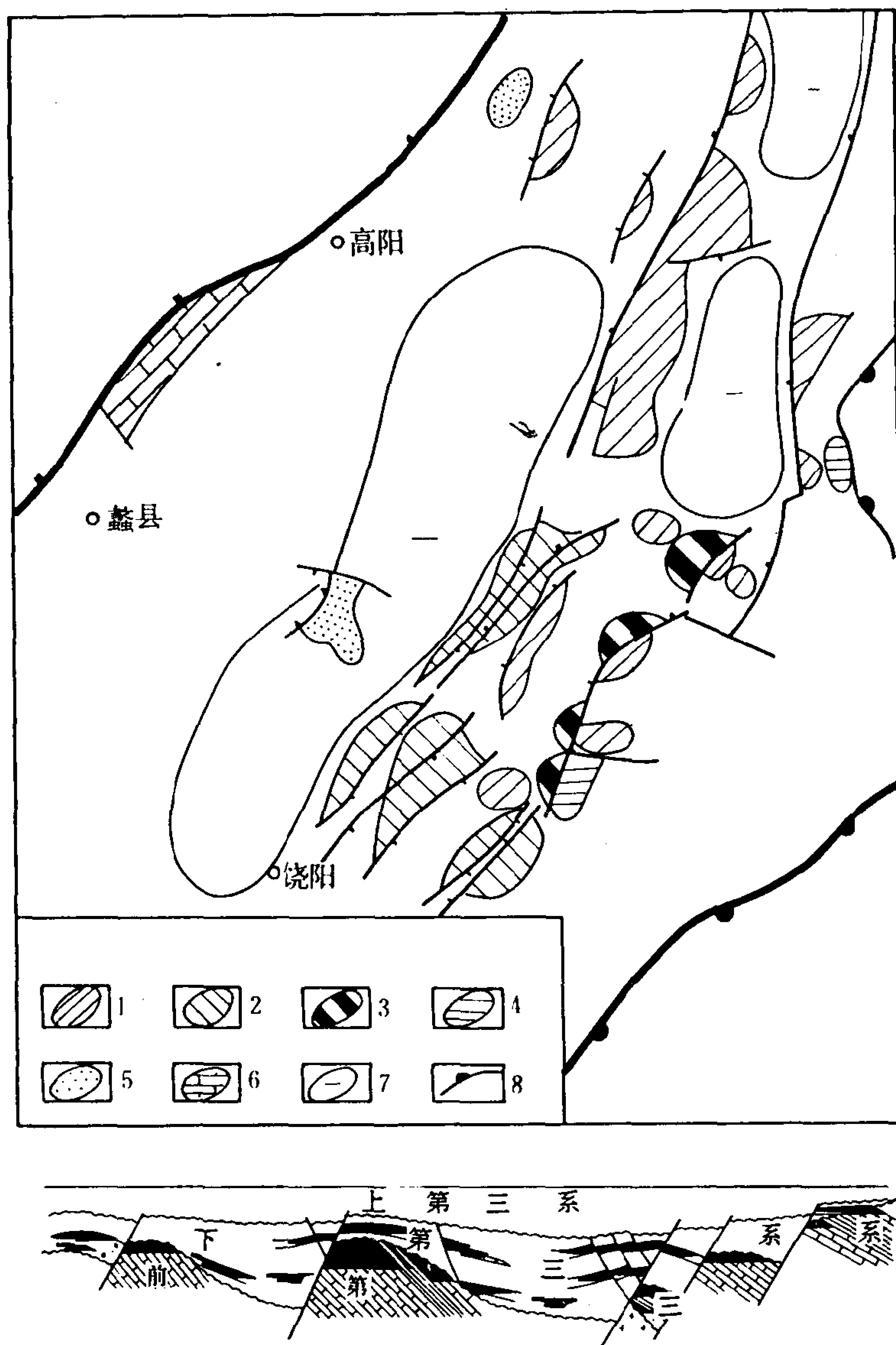


图 4—46 古潜山圈闭为主的油气藏分布模式图
(以饶阳凹陷为例)
油气藏类型：1—古潜山；2—挤压背斜；3—逆牵引背斜；4—披覆背斜；
5—岩性；6—生物灰岩岩性；7—生油凹陷；8—地层缺失线

在缓坡带的不同部位形成多种类型地层—岩性圈闭油气藏，在凹陷边缘分布稠油封闭的地层不整合油藏，其中部发育砂岩上倾尖灭岩性、断块—岩性和古潜山等油藏，而其内部同生断裂下降盘发育逆牵引背斜或断鼻等油藏，凹陷中部发育披覆背斜油藏，组合成为以地层不整合和岩性油藏为主的油气藏分布模式，如辽河西部凹陷油气藏分布模式（图 5—47）。

辽河西部凹陷位于渤海湾盆地东北端，是一个渐新世时期发育的断陷，渐新世沉积时曾发生过三次水进，形成了三个沉积旋回，渐新统沙三段沉积时水侵范围最为广泛，湖盆最为

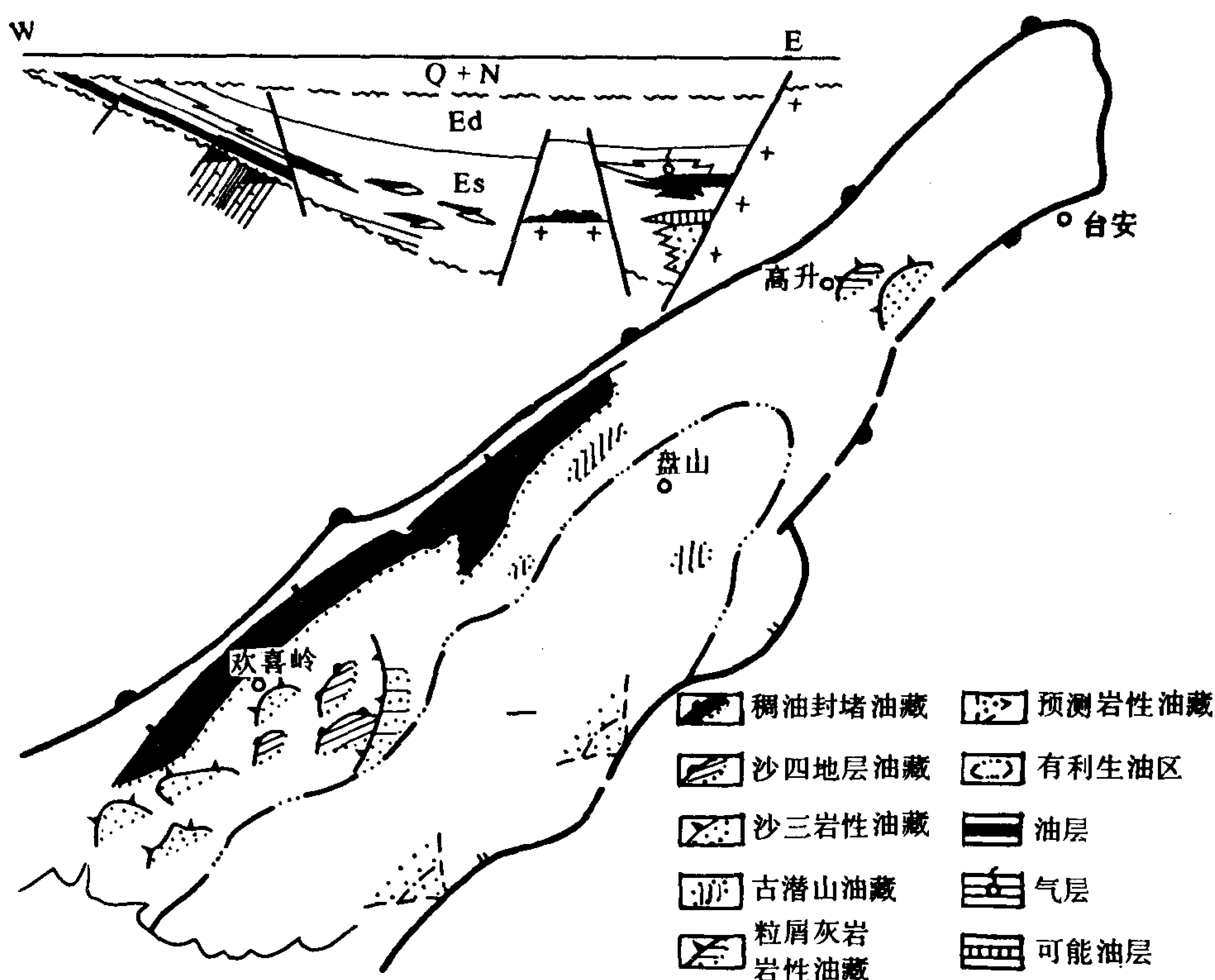


图 5–47　以地层超覆不整合圈闭为主的油气藏分布模式图

（以辽西凹陷为例）

开阔，形成了一套深水湖相暗色泥岩沉积体系，水生生物十分发育，其中藻类含量较高，形成了一套腐泥型为主的生油岩系，油气丰度较高，生油岩分布范围达 1870km^2，占断陷面积的 81.5%，烃类成熟生油岩分布范围 1200km^2，占断陷面积的 52.0%，沙一至东营组沉积时期，湖盆开始逐渐收缩，水体逐渐变浅，形成三角洲沉积体系。砂岩体的分布主要受湖盆西侧继承性河流水系所控制，沿斜坡带分布湖底扇和三角洲砂体，这些砂体相互叠置，又相互过渡，为油气富集提供有利的地质条件。

西部斜坡为一个单斜状早期超覆、晚期退覆的缓坡。早第三纪早期基底断裂和块断活动发育，渐新世时期构造形变以同生断层和同沉积构造为主。在斜坡背景上发育了北西、北东向两套断裂网络系统，把前第三系基底块体切割成为基岩块隆，自南而北分布有下洼子、南二家屯和徐家围子等块隆，在此古地理背景上形成了欢喜岭、曙光和高升等三个大型披覆鼻状隆起。这些鼻状隆起带又受渐新世同生断裂切割，自西向东一般都可分为上台阶、高垒带和下台阶逆牵引背斜。而西斜坡渐新统沉积具下超上剥特点，沙四段上部地层逐层超覆在斜坡带，可形成地层超覆圈闭，东营组末期的构造运动使斜坡整体上抬，遭受剥蚀，馆陶组沉积自西向东依次不整合在沙三、沙一和东营组剥蚀面之上，不整合面以下原油后期氧化，形成区域性地层不整合稠油沥青封闭带，可形成多种类型的地层—岩性油藏圈闭。

西部斜坡带广泛分布渐新世不同层位叠合三角洲砂岩体，由于岸线不断自西向东迁移，

致使沙三段至东营组三角洲砂岩体前缘带由西向东迁移，因此，含油层位沙四上（高升、杜家台油层）、沙三段（莲花、大凌河油层）、沙一、二段（兴隆台油层等）亦由西向东变新。油气藏展布规律：凹陷边缘分布沙三、沙四段地层超覆或地层稠油沥青封闭油气聚集带，为重质稠油藏，分布广泛，资源丰富；凹陷低部位分布“古潜山”油藏、沙二段逆牵引构造油藏和沙三段岩性油藏，油质较轻，为常规油藏和凝析油气藏；在东侧陡坡带分布兴隆台断裂背斜油气聚集带，北部有高升砂岩上倾尖灭油气聚集带。

5.以砂岩上倾尖灭岩性圈闭为主的油气分布模式

箕状断陷结构简单，挤压背斜和沉积构造都不发育，但凹陷内部发育湖底扇和三角洲砂体，规模较大，砂岩体前缘尖灭带与斜坡带和鼻状构造相配合，在缓坡带和凹陷中部形成砂岩上倾尖灭油藏和岩性油藏，在斜坡带边缘分布地层不整合和重质断块稠油油藏，在陡坡带为构造和断块—岩性等油藏，组成以砂岩上倾尖灭岩性圈闭为主，辅以地层型和断块圈闭的油气藏分布模式，如泌阳凹陷油气藏分布模式。

泌阳凹陷是一个以砂岩上倾尖灭圈闭油气聚集带为主的油气富集区。它是在秦岭古生代褶皱带背景上发育起来的早第三纪凹陷，为一个南深北浅的箕状断陷，其南界和东界受北西西向和北东向两组断层所组成的弧形断裂带控制，凹陷最深部位紧靠边界大断层一侧，而北部为一个斜坡，凹陷面积小，仅 1000km^2；结构简单，挤压背斜和沉积构造都不发育，除了下二门背斜构造外，仅有四个鼻状构造，规模较小，局部构造圈闭条件差。始新统核桃园组三段为本区的主要含油岩系。在近物源和多条河流水系控制下，凹陷内部发育了一套深湖相深灰—灰色泥岩、油页岩和泥质白云岩薄层，而在凹陷边缘，围绕深水湖区发育多种类型砂岩体，其中大型砂岩体有双河镇湖底扇和侯庄三角洲砂岩体，它们的分布面积占凹陷面积的38%。砂岩体前缘带直接楔入凹陷生油岩之中，形成良好的生储盖组合。砂岩体的岩性尖灭带与凹陷斜坡带或鼻状构造相配合，形成了双河镇和赵凹等砂岩上倾尖灭圈闭油气藏，组成双河砂岩上倾尖灭油气聚集带，成为本区主要油气聚集带，其地质储量约占全凹陷石油储量的 80%以上（图 5–48）。

（二）坳陷型盆地油气藏分布模式

按主要成油期的构造性质，坳陷型盆地油气藏分布模式可分为二个亚类，即断坳型，如松辽盆地等；山前或山间坳陷型，如西部含油气盆地。

1.断坳型油气藏分布模式

松辽盆地是一个中生代坳陷盆地。晚侏罗世发生块断活动，形成断陷，从早白垩世开始由断陷转变成为坳陷，持续稳定整体沉陷，形成统一坳陷和后生褶皱构造，有一定的分布规律。构造形成时间是东早西晚，构造强度东强西弱，规模东大西小。油气分布完全受生油坳陷控制，油气富集程度主要与构造圈闭规模、岩性圈闭和储集层发育程度有关。油气藏分布特点：在盆地中部分布大型挤压背斜，由七个局部构造组成，并与大型的北部三角洲砂体配合，形成大型挤压背斜油藏，在三角洲前缘带为岩性—构造油藏；在东南隆起区发育数排断裂背斜带和穹窿背斜带，形成背斜构造、断块—背斜和岩性—构造油藏；在西部斜坡带发育小幅度构造油藏，边缘为地层超覆油藏，属重质油藏，其内侧绕曲带分布一系列背斜或断鼻岩性油藏；在中央背斜带两侧凹陷为岩性油藏分布区，形成以挤压背斜为主的次为岩性、地层超覆、断块以及混合型油气藏分布模式，如（图 5–49）。

2.山间坳陷型油气藏分布模式

这些盆地一般勘探程度低，还不能全面论述其油气藏分布模式，仅对盆地两翼的油气藏

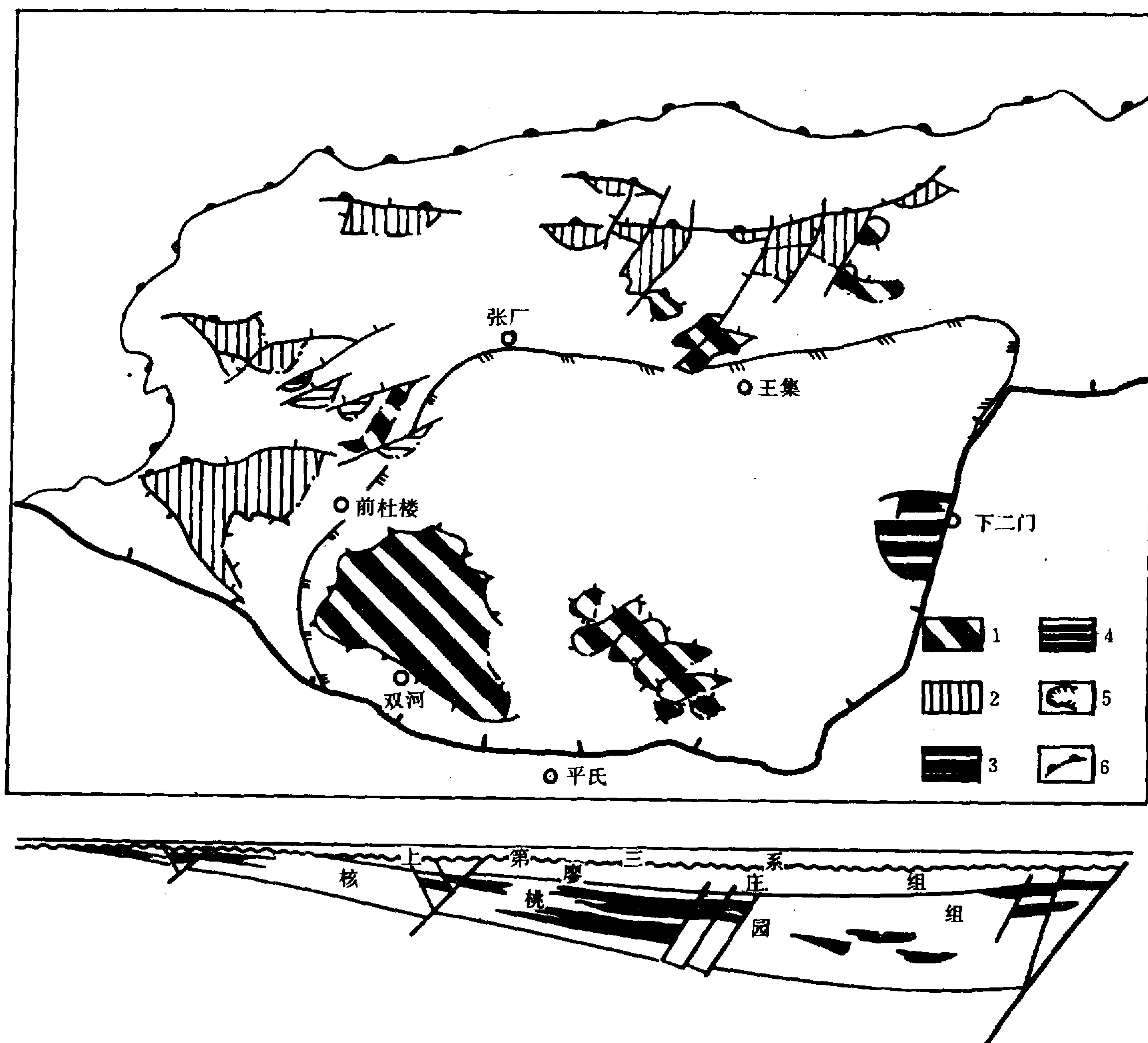


图 5-48 砂岩上倾尖灭岩性圈闭为主的油气藏分布模式图
(以泌阳凹陷为例)
1—砂岩上倾尖灭岩性油藏；2—地层不整合封闭重质稠油藏；
3—构造油藏；4—断块油藏；5—有效生油岩分布范围；6—地层缺失线

分布模式作初步分析。准噶尔盆地属新克拉通山间盆地，基底为年轻的地台，发育稳定大型隆起，南缘为山前坳陷和数排表层挤压背斜带，而北缘为逆冲断裂构造带。油气藏分布模式：南缘为挤压背斜油气藏，构造—岩性油气藏，北缘为地层不整合、断块、古潜山、挤压背斜和岩性等油气藏，盆地中部可能为背斜、地层超覆油气藏。二、三叠系生油岩埋藏深，已进入高成熟和过成熟演化阶段，有利于天然气和凝析油气的生成。在平面上油气藏相态分布系列：盆地边缘为沥青和重质稠油，斜坡带分布常规油藏，斜坡倾没部位为凝析油气藏，盆地中部主要为天然气藏分布区（图 5-50）。

又如酒西盆地，南缘为老君庙逆掩断裂背斜带，分布挤压背斜、砂岩上倾尖灭、断块、地层不整合和古潜山等油气藏，而北部斜坡带分布断块和水动力圈闭等油气藏。

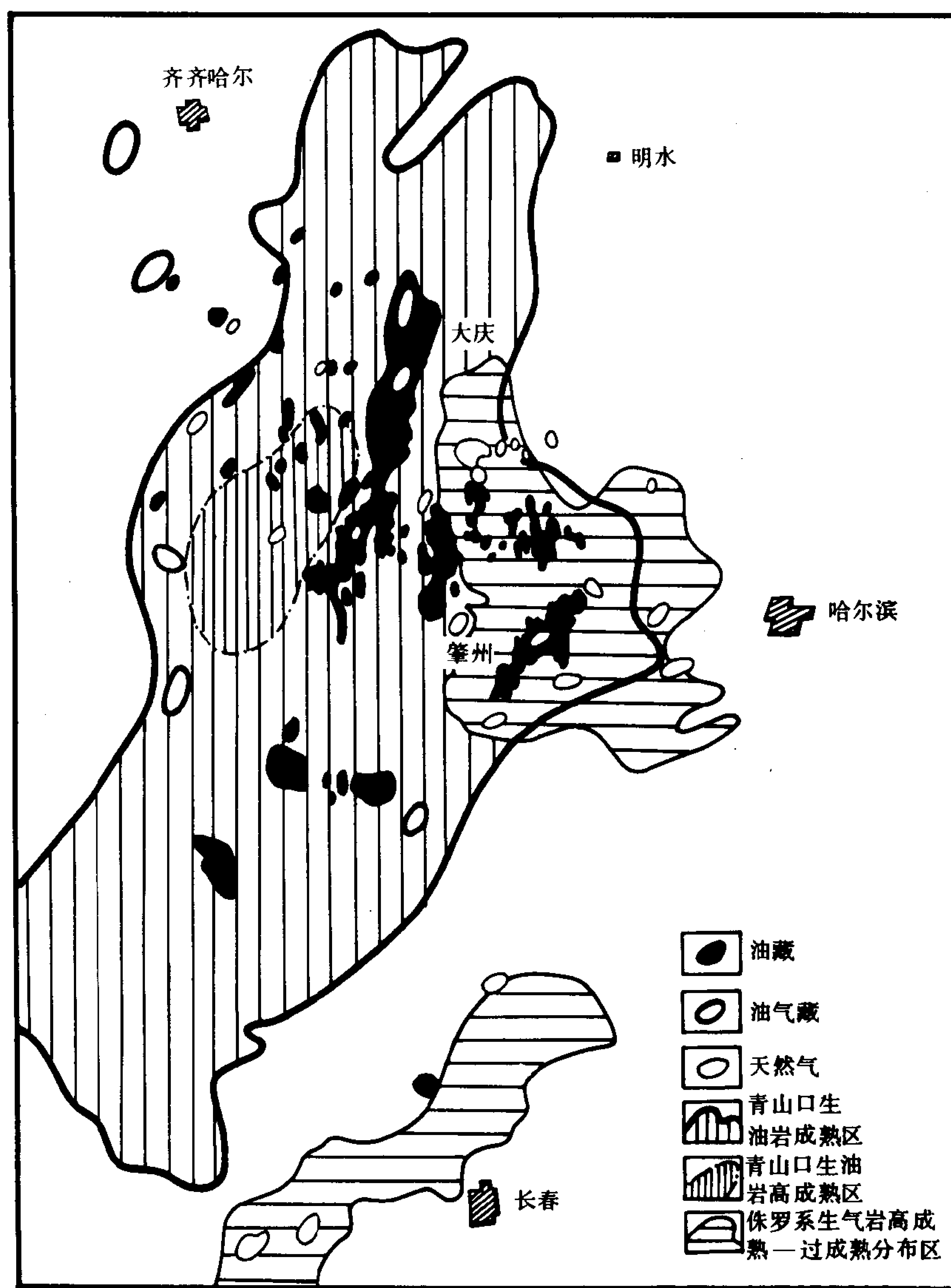


图 5-49　坳陷盆地油气藏分布模式图（以松辽盆地为例）

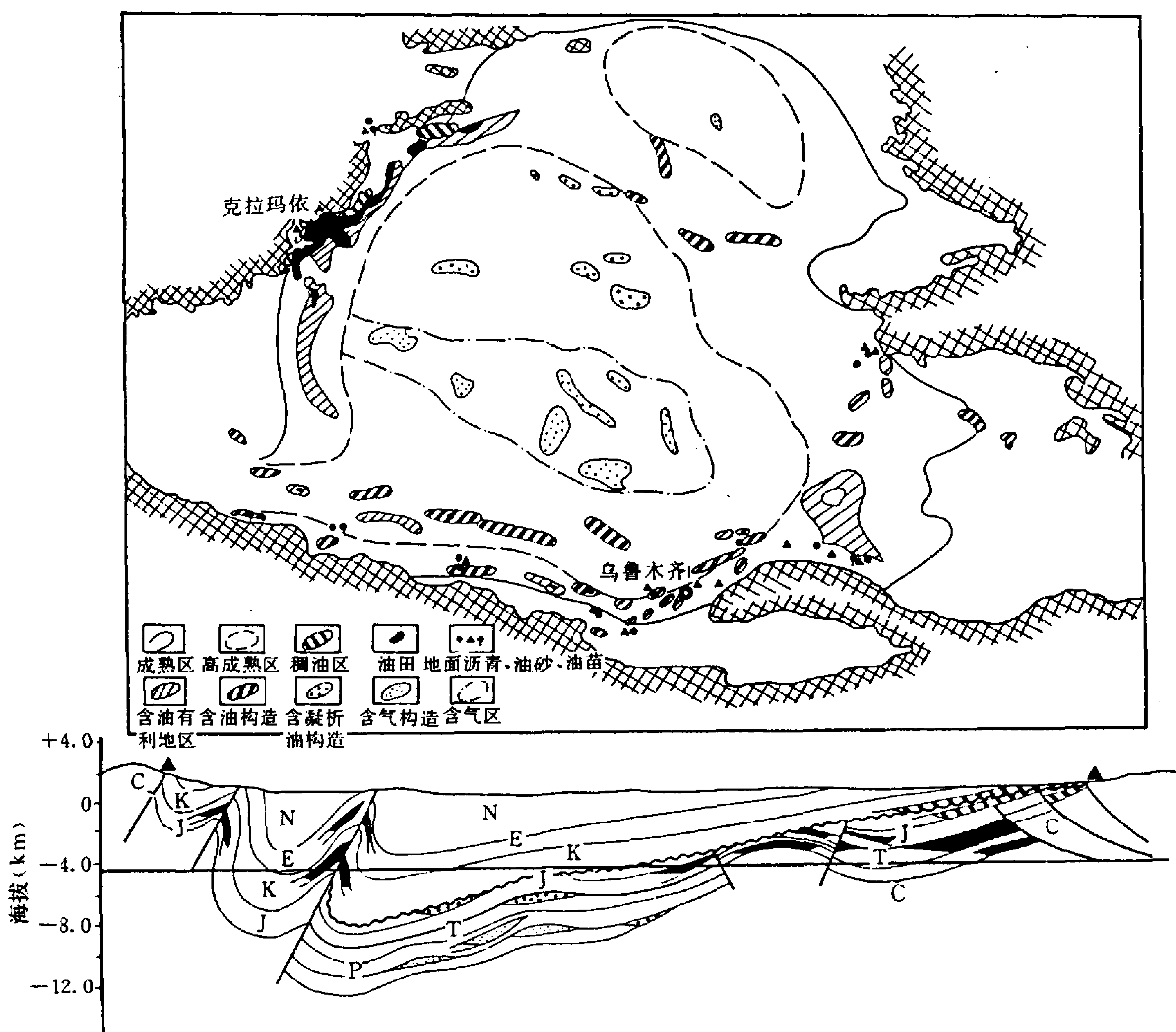


图 5-50　准噶尔盆地油气藏分布模式图

（三）复合型盆地油气藏分布模式

鄂尔多斯盆地是在古老地台背景上继承性发育起来的中生代坳陷盆地，早期构造运动以升降运动为主，盆地内部为一个稳定沉陷区，晚侏罗世燕山运动使盆地西缘逆转，形成山前坳陷和冲断裂带以及挤压背斜构造带。东部陕北斜坡为宽缓的大型单斜，局部构造不发育，以微弱的鼻状构造为主。在盆地内部发育上三叠统三角洲砂体和中下侏罗统河道砂岩沉积，构成大面积的成岩圈闭和古河道岩性圈闭。在上三叠统生油坳陷控制下，上三叠统与中下侏罗统之间的不整合面为油气运移通道，在盆地的不同部位形成多种类型油气藏。在西缘分布逆冲断裂复杂化的挤压背斜油气藏，上部中下侏罗统和上三叠统为油藏，下部石炭二叠系以气藏和凝析气藏为主。位于陕北斜坡倾没部位的鼻状构造带与古河道砂岩体和三角洲砂体前缘带相配合，形成古河道砂岩岩性油藏和透镜状岩性油藏，在其东部上倾部位的鼻状构造带与三角洲砂岩体前缘带相配合，形成地层不整合和成岩圈闭等油藏，构成了地层--岩性油藏

和挤压背斜油气藏为主的油气藏分布模式（图 5-51）。

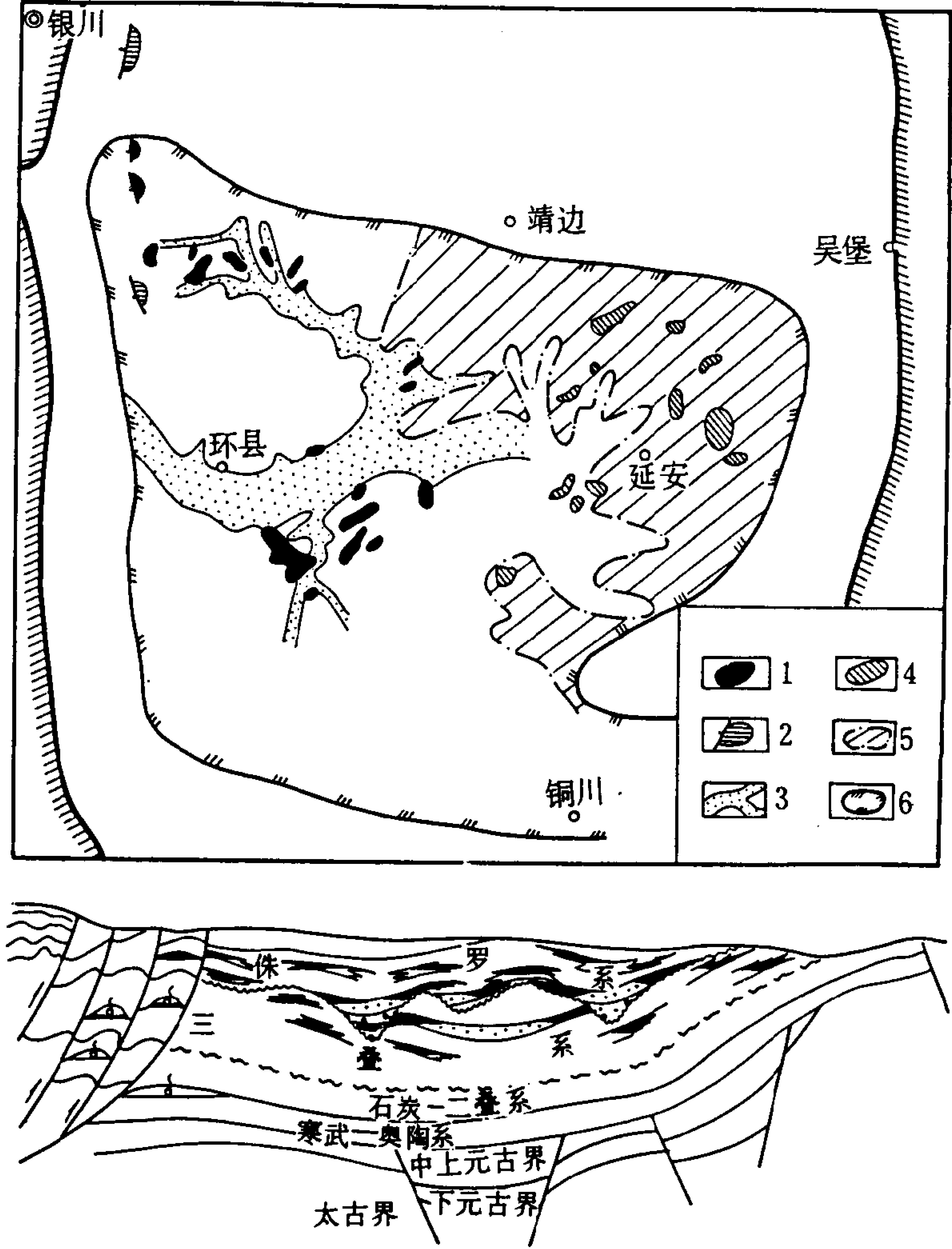


图 5-51 鄂尔多斯盆地油气藏分布模式图

1—侏罗系油藏；2—古生界天然气藏；3—侏罗系河道沉积；

4—三叠系油藏；5—三角洲；6—三叠系生油有利区

参 考 文 献

王尚文、张万选等，1983，中国石油地质学，石油工业出版社。

中国隐蔽油气藏勘探论文集，1984,“大庆石油地质与开发”杂志编，黑龙江科学技术出版社。

中国石油学会石油地质委员会编，1987，基岩油气藏，石油工业出版社。

中国石油学会石油地质委员会编，1986,天然气勘探，石油工业出版社。

朱水安、徐世荣，1981，河南泌阳凹陷的石油地质特征，石油学报，第 2 卷第 3 期。

华北石油勘探开发设计研究院，1981，潜山油气藏，石油工业出版社。

李德生，1980，渤海湾含油气盆地断块活动与古潜山油气田形成，石油学报，第1卷第4期。

李溪滨、姜健衡，1987，准噶尔盆地东部石油地质特征及油气分布的控制因素，石油与天然气地质，第8卷，第1期。

陈义贤，1985，辽河裂谷盆地断裂演化序次和油气藏形成模式，石油学报，第6卷第2期。

陈国达、费宝生，1980，中国的地洼型油气田，石油与天然气地质，第1卷第3期。

陈荷立、汤锡元，1983，山东东营凹陷泥岩压实作用及油气初次运移问题探讨，石油学报，第4卷第2期。

陈景山、陈昌明译，1981，三角洲沉积与油气勘探，石油工业出版社。

陈斯忠、钱凯，1982，济阳坳陷地层油藏的特点及其分布规律，石油学报，第3卷第3期。

郑瑶芳，1987，高邮凹陷油气分布规律的探讨，石油学报，第8卷第2期。

杨万里主编，1985，松辽陆相盆地石油地质，石油工业出版社。

张万选，1980，论油气藏分类及中国油气藏的主要类型，石油学报，第1卷第3期。

胡见义、徐树宝等，1986，非构造油气藏，石油工业出版社。

胡见义、徐树宝、童晓光，1984，中国东部第三系含油气盆地地层岩性油藏形成的地质基础和分布特点，石油学报，第5卷第2期。

胡见义、徐树宝、程克明，1989，中国重质油藏的地质和地球化学成因，石油学报，第10卷第1期。

范成龙，1986，准噶尔盆地油气形成和分布规律，新疆石油地质，第4期。

杨申镳、杨瑞琪，1983，东营凹陷水下冲积扇地层油藏，石油与天然气地质，第4卷第1期。

杨俊杰、张伯荣，1988，陕甘宁盆地油区及油气藏序列，石油学报，第9卷1期。

袁秉衡等，1989，中国含油气构造的成因类型，石油学报，第10卷第3期。

阎敦实、王尚文、唐智，1980，渤海湾含油气盆地断块活动与古潜山油气田的形成，石油学报，第1卷第2期。

第二十七界国际地质会议石油地质论文集，1984，石油工业出版社。

黄第藩等，1981，陕甘宁地区印支期古地貌特征及其石油地质意义，石油学报，第2卷第3期。

翟光明主编，1987，北京石油地质会议报告论文集，石油工业出版社。

潘钟祥，1983，不整合对油气运移聚集的重要性，石油学报，第4卷第4期。

谢恭俭，1981，酒泉盆地西部鸭儿峡变质基岩油藏的形成条件，石油学报，第2卷第3期。

C.Л.马克西莫夫等,1988，深层油气藏的形成与分布，石油工业出版社。

A.I.莱复生，1975，石油地质学，地质出版社。

A.A.巴基洛夫，1988，油气聚集带形成地质条件与分布，石油工业出版社。

G.D.霍布森编，1986，石油地质学进展（二），石油工业出版社。